

地震 ジャーナル

16

1993年12月

エッセイ 有感の微動 ● 下鶴大輔

パターン認識による地震予知 ● 井元政二郎 — 1

地震と電波 ● 芳野尠夫 — 8

奇妙な小地震 ● 佃 爲成 — 24

地磁気と地震・火山噴火 ● 大志万直人 — 31

1992年インドネシア・フローレス島地震 地震の被害 ● 武尾 実 — 41

1992年インドネシア・フローレス島地震 津波の被害 ● 今村文彦 — 44

ニカラグア地震津波の特徴 ● 阿部邦昭 — 51

解説 アメリカ版二つの地震予知騒動 ● 力武常次 — 58

解説 津波の常識 ● 相田 勇 — 63

地震に強い防災まちづくり ● 箕田広美 — 65

企業の防災対策 日立製作所清水工場の地震対策 ● 芳賀正之助 — 74

地震予知連絡会情報 ● 青木治三 — 83

● 書評 — 87

● ADEP情報 — 92

地震予知総合研究振興会

ASSOCIATION FOR THE DEVELOPMENT OF EARTHQUAKE PREDICTION

有感の微動 下鶴大輔

1989年7月11日の夜、気象庁地震火山部長の津村建四朗さんから自宅に電話で、伊東沖で微動が起きましたから至急来て欲しいということで、気象庁にすっ飛んでいった。記録は振り切れて真っ黒であったが、地元は揺れっぱなしとのこと。はて、これを微動というのかどうか。

火山に起きる震動には大別して地震と微動がある。大森房吉は震災予防調査会の事業として、浅間山の蘆平に観測所を設置し、浅間山に起きる地震の観測を行なった。浅間山に発生する地震に関する大森の報告は、震災予防調査会報告などに詳細に記載されている。近代になって地震計が進歩して、火山に多数地震計がはりついて観測所にテレメータされるようになると、火山では複雑な波形をした震動が観測されるようになってきた。それらは地震学の教科書に載っている地震波形とは全く異なり、初動もS波もはっきりしないもの、coda（震動の尾部）の振幅が指数関数的に減衰して長く尾を引くもの、パルス一発のもの、ヒラメ形やバイオリン形のものなど様々である。しかし、これらの固有名詞は統一されていないという困った状態にある。これらの中には、火口壁から岩石の崩落なども含まれている。火口から数kmの距離で観測した震動波形がヌルヌルした訳のわからないものも、火口近くで観測すると立派な地震の姿をしている場合も多い。

先に述べた微動というものは、マグマやガスの流体運動、地下水の沸騰や連続地震と考えられているから、火山観測をやっている研究者にとっては、微動の発生は重大である。波形の上からはっきりしない震動を微動として片づけてしまう場合も少なくない。微動は連続微動と孤立型微動とに分類されているが、これは便宜的な分類である。

「微動」という言葉を辞書では「すこし動くこと、僅かな動き」とある。伊東沖のように震度3程度の連続的な震動も、記録上で連続的であるがために微動として片づけられている。微動という言葉が最初に出てくるのは、明治44年の浅間山の観測報告で、大森は「地震ニ非ズシテ比較的急激ナル地ノ極微振動、即ち微動ト称スベキモノハ甚ダ小ニシテ希ナリシガ……」と書いている。これは簡単微動計で観測されたもので、その後のB型地震といわれるものであったと推定される。微動計という名前は少し感度を上げた地震計という意味であったろうが、訳のわからない微小振動としての微動という言葉は、その後、火山で観測される、いわゆる地震とは別に「微動」として定着してきた。これは、micro tremorという言葉が誰かが微動と訳したのかは明らかではないが、micro tremorという言葉は火山では用いず、volcanic tremorを使っている。僅かな振動であるべき「微動」は、例えば伊豆大島三原山の噴火中には三原山では有感であったし、桜島でも有感の微動が観測されたことがある。このようなことで、筆者は火山性脈動という言葉を用いたことがある。

しかし、現在では有感であろうと「火山性微動」という言葉が一般的に用いられている。もっと適当な用語はないものだろうか。

パターン認識による地震予知

井元政二郎

はじめに

地震予知はまだ研究の段階であるが、すでにいくつかの成功例が報告されている。これらの大多数は地震活動の解析に基づくものである。なかでも、地震空白域に関する研究は、McCann et al. (1979) による太平洋の主要プレート境界における地震危険度の予測をはじめとして多くの成果を生み出している。地震空白域が地震の先行的現象であることは、プレートテクトニクスにより合理的に解釈される。また、同じ場所で同じ発生機構の地震が繰り返し発生している場合には、その発生間隔から次の地震の発生時刻を予測することもなされている。California 州 San Andreas 断層沿いの Parkfield の地震や、神奈川県西部地震に関する予知研究などが例に挙げられる。これらの予知研究では、いずれも発生する地震についてモデルが想定されていて、地震発生の物理学がそれなりに基礎となっている。

これに対し、このような物理的モデルに直接結びつかない地震予知手法がある。いわゆる「パターン認識による地震予知」で、モスクワのグループを中心に研究されている。彼らの方法では地震震源表を唯一のデータとするため、ほとんど全世界の地震発生域を研究対象とすることが可能である。精力的な研究の結果、Armenia 地震や Loma Prieta 地震を予知したと報告をしている。本稿では、この予知手法を紹介するとともに、関連した問題について考えることにする。

パターン認識と地震予知

パターン認識とは情報工学における一つの研究

分野である。人間が日常行なっている文字や音声などの認識について研究し、機械（計算機）にもこれらの認識をさせようとするものである。データ解析の手法としては、多変数判別分析として知られる統計学の一部に属している。パターン認識には、特徴抽出と判別の二つの過程がある。特徴抽出過程では、予めどの類に属するかわかっている多数のパターンから、いろいろな性質について定量化した値をもとに、それぞれの類に分別する法則を見つける。そして、所属する類が不明のパターンを、類に分けるための定式化をする。判別過程では、新たに与えられたパターンがどの類に属するものであるかを判定する。

Gelfand et al. (1976) がいわゆるパターン認識の手法を予知の手段として地震に関連するデータにはじめて応用した。この研究では、California 州 San Andreas 断層に沿って選んだ標本地点について、測地、地形、地質などの特徴を定量的に表し、過去に発生した地震震源近傍によく現れる特徴と、逆に現れない特徴に分類して、今後地震が発生しそうな地点を予想した。この研究以来十数年のあいだに、Keilis-Borok らによって基本的な手法の研究が積み重ねられ改善されてきた。空間的には広範囲の地域を対象にし、地震発生の時刻を予測するアルゴリズム (CN) なども、California と Nevada のデータに対して開発された (Keilis-Borok et al., 1988)。CN では、地震発生数、規模別地震数の比較、震源域の大きさ、余震の頻度などに関係する 12 項目から選んだ 3 項目以下の組み合わせのうち、地震発生直前によく現れ普段あまり現れない特徴 (D) と、普段よく現れ地震発生直前にはそれほど現れない特徴 (N) を選び、判定すべき時点で D が N より一定数 (5) 以上多く現れた場合に地震発生の確率

増加期間 (times of increased probability: TIP) が判定される。CN は、個々の項目よりもその組み合わせで定義される D や N を TIP の判定に使っているため、各々の D や N の物理的な意味を考えるのは困難である。

アルゴリズム M8

マグニチュード 8 の地震の予知を目的として、CN から簡略化されたアルゴリズム M8 が開発された (Keilis-Borok and Kossobokov, 1990b)。アルゴリズム M8 (M8) は予知対象とする地震の大きさに応じた領域ごとに地震活動を監視し、TIP の判定がなされる。領域の代表的な長さ (円形領域の直径又は矩形の一边) L (km) は、

$$L = 111 \cdot [\text{EXP}(M - 5.6) + 1]$$

で与えられる。ここに、 M は予知対象地震のマグニチュードである。この領域内の地震活動に対し、次の各項目が監視される。

- グループ 1 地震発生数
- グループ 2 発生数の長期間平均からのずれ

- グループ 3 空間的集中度
- グループ 4 余震の発生数

M8 の一つの特徴は、グループ 1~3 を計算する際のマグニチュードの下限設定にある。領域内の全期間 (用いた震源表の期間) の年平均地震発生数が 10 あるいは 20 個となるようマグニチュードの下限 M_{10} と M_{20} が設定される。M8 が地震活動度の異なる地域においても機能するように配慮された結果、このような下限設定がなされている。この 2 つの下限に対して、グループ 1~3 が各 2 項目ずつ計 6 項目計算される。4 グループ 7 項目が 6 ヶ月ごとに計算される。「過去 3 年間に、大きな値に達する項目が 6 項目 (ただし、グループ 4 を必ず含む) 以上ある」との条件が、2 度つづけて満たされるとき、その後 5 年間に TIP と判定される。大きな値とは、グループ 1~3 については上位 10% にはいる値であり、グループ 4 では上位 25% のそれである。

世界各地域についての調査結果が、表にまとめられている。例えば第 1 行目には、1967 年~1982 年に発生した $M \geq 8.0$ 地震について示されている。

表 1 M8 による解析結果一覧

Region	M_0	Time considered in diagnosis	Strong earthquakes		Space-time volume (in min. km ² yr ⁻¹)		
			All	Within TIPs	Of TIPs		Total
					Of TIPs	Of TE	
1. World	8.0	1967-1982	7	5	124.2 (5%)	76.4 (3%)	2588.8
2. Central America	8.0	1977-1986	1	1	12.0 (16%)	12.0 (16%)	73.8
3. Kuril Is. and Kamchatka	7.5	1975-1987	2	2	4.7 (17%)	1.8 (7%)	26.9
4. Japan and Taiwan	7.5	1975-1987	6	5	12.5 (20%)	5.2 (8%)	63.6
5. South America	7.5	1975-1986	3	3	18.0 (18%)	13.0 (13%)	102.0
6. Western U.S.A.	7.5	1975-1987	-	-	2.2 (5%)	2.2 (5%)	45.5
7. Southern California	7.5	1947-1987	1	1	3.2 (12%)	0.3 (1%)	27.2
8. Western U.S.A.	7.0	1975-1987	2	2	4.7 (24%)	1.9 (10%)	19.3
9. Baikal and Stanovoy range	6.7	1975-1986	-	-	0 (0%)	0 (0%)	11.5
10. The Caucasus	6.5	1975-1987	3	2	1.1 (12%)	0.6 (7%)	9.1
11. East Central Asia	6.5	1975-1987	5	4	3.2 (24%)	1.5 (11%)	13.2
12. Eastern Tien Shan	6.5	1963-1987	4	4	4.0 (27%)	2.2 (15%)	14.7
13. Western Turkmenia	6.5	1979-1986	-	-	0 (0%)	0 (0%)	2.9
14. Apennines	6.5	1970-1986	1	1	0.7 (10%)	0.1 (1%)	7.5
15. Koyna reservoir	4.9	1975-1986	1	1	0.1 (42%)	0.1 (38%)	0.3
16. Greece	7.0	1973-1987	3	3	2.7 (18%)	1.5 (10%)	14.9
17. Himalayas with surroundings	7.0	1970-1987	2	2	3.1 (8%)	0.7 (2%)	38.0
18. Vrancea	6.5	1975-1986	2	2	1.0 (58%)	0.5 (29%)	1.8
19. Vancouver Island	6.0	1957-1985	4	4	2.3 (20%)	1.6 (14%)	11.3
Regions 1-19 together			44	39 (89%)	18%	10%	
Regions 2-15 together			28	25 (89%)	16%	10%	

予知対象地震の M は 3 列目の M_0 に、期間中の発生数は 5 列目、TIP 期の発生数は 6 列目にそれぞれ示されている。TIP の占める時空間、TIP 開始から地震発生までの時空間、解析対象の全時空間は、それぞれ 7 列、8 列および 9 列目に示されている。(Keilis-Borok and Kossobokov, 1990b による)

この期間に全世界で7個の地震が発生し、そのうち5個がTIPに発生している。TIPは、全時空間の5%を占めている。TIPが検出されて3年程度で地震発生に至る場合が多く、TIPの開始から地震発生までの時間で考えると、全時空間に占める割合は3%となる。他の例でも、8~10割の地震が、TIPに発生している。TIPの占める割合は、50%を越えるものもあるが、20%前後であることが多い。TIPで発生している地震のほとんどは、地震発生後に見つけられたいわゆる「事後予知」であるが、Armenia地震(1988年12月7日)とLoma Prieta地震(1989年10月18日)については、地震発生前にTIPが公表されていた。

Loma Prieta 地震

Loma Prieta地震(1989. 10. 17.; M 7.1)はM8により予知されていた。この予知は、北部CaliforniaからNevadaにかけて約800×560 km²の地域に、1985年から5~7年の間にM7以上の地震が発生するという内容であった。予知は次のような解析結果に基づいてなされた。

予知対象とする地震の大きさをM \geq 7.0として、米国西海岸の地震活動域に沿って8点を選び、その点を中心に半径280 kmの領域で1975年から1986年の期間についてTIPの判定を行なった(図1)。この期間には、Imperial Valley地震(1979. 10. 15, M 7.1)とEureka地震(1980. 11. 8.; M 7.1)が円領域8および4にそれぞれ発生している。これらの地震発生は、図2に示すようにTIPの期間中であった。TIPの出現はこの他にも、1985年から領域5で、1986年から領域6で見られる。Loma Prieta地震はこれら2領域の重なり合った地域に発生した。TIPは5年間継続されることを考えると、Loma Prieta地震の予知は適中したといえる。

日本付近については次のような報告がなされている(1990a)。1975年から1987年の期間について、日本付近全体を18個の円領域で被い、各領域のTIP出現が調べられた。図3に矢印で示す

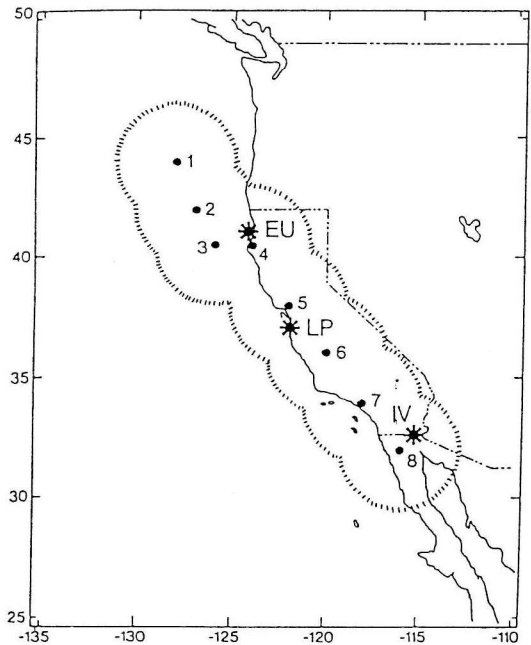


図1 米国西海岸の地震予知

半径280 kmの8つの円形領域でM \geq 7の地震を対象にM8アルゴリズムの解析がされた。円の中心を黒点、Imperial Valley地震(IV: 1979. 10. 15), Eureka地震(EU: 1980. 11. 8), Loma Prieta地震(LP: 1989. 10. 18)を*印で示す。(Keilis-Borok et al., 1990による)

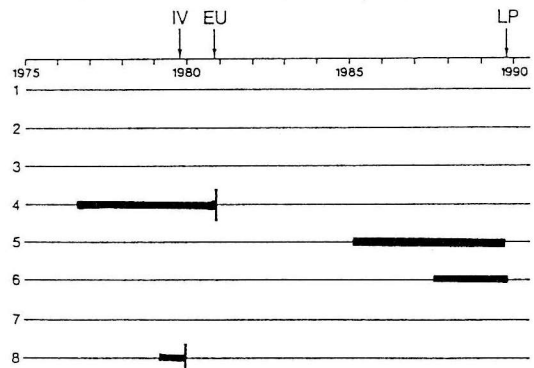


図2 米国西海岸地震活動のTIP

各領域毎にTIPの出現した期間を太線で示す。地震発生時を矢印で示す。(Keilis-Borok et al., 1990による)

ように、M \geq 7.5の地震が期間中に6個発生している(最初の地震は2個の連発地震で1個と数えられている)。これらはすべてTIPに発生している。1987年以後領域6, 7, 10および14にTIPが見られる。これらの領域は、図4で示すように北海道および東北地方の一部を除く日本列島の全

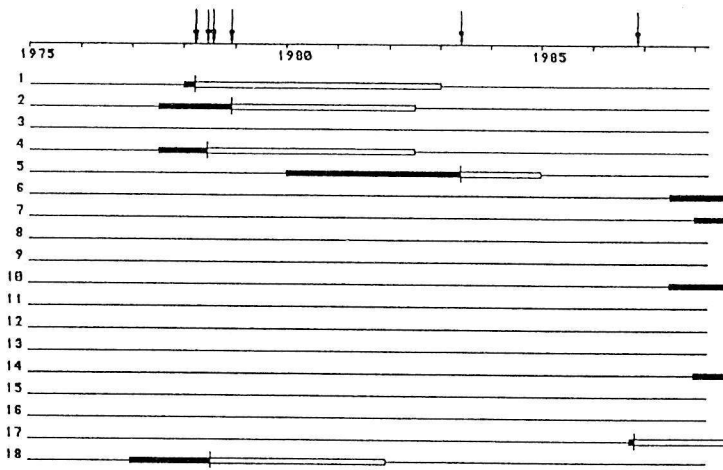


図3 日本付近のTIP
領域ごとにTIPの出現した期間を太線で示す。地震(M \geq 7.5)発生時を矢印で示す。最初の矢印では1日遅れで地震が連発している。(Keilis-Borok and Kossobokov, 1990a による)

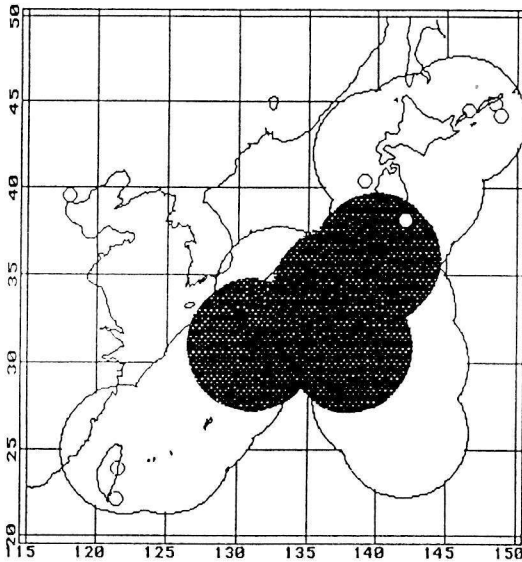


図4 日本付近での地震発生予想域
1975年~1987年に発生した地震(M \geq 7.5)の震央が白丸で示されている。陰影は1992年末までに地震の発生が予想される円領域を示す。(Keilis-Borok and Kossobokov, 1990a による)

域に対応している。この報告に関する限りTIPは1992年末まで有効である。1992年末までの地震活動を見る限り、予告された領域にM \geq 7.5の地震は発生していない。反対に、釧路沖地震(1993. 1. 15.; M 7.8)や北海道南西沖地震(1993. 7. 12.; M 7.8)が予測地域外の北海道近

海に発生している。これらは、図3に示す解析期間外であるが、米国地質調査所のHealy et al. によるこの期間を含む調査でも、TIPは見られない。したがって、日本付近に関する限り、2個の地震は見逃されたといえる。

M8は、予知対象地震の震源領域に比べ広い範囲を指定している。地震の発生域の絞り込みのために、Kossobokov and Keilis-Borok (1990)はMendocino Scenario (MS) というアルゴリズムも提案している。

MSはM8でTIPが検出された領域に対し、補完的に扱うアルゴリズムとされている。円領域の直径を一辺とする正方形の領域を、各辺16等分した256個の小領域に分割し、3 \times 3の領域ごとに地震活動の時系列を調べる。2ヶ月間の地震数を1月ごとに計数し、下位10%の値になる場合を局所的な異常静穏化現象(anomalous quiescence)と認める。個々の異常静穏化現象が時間的空間的につながったものをクラスターとして扱い、クラスターに4以上の異常静穏化現象が含まれている場合に注目した。MSにより検出された異常域と本震震央との関係を、いくつかの地震について図5に表す。例外なく、異常域に本震が発生していることがわかる。MSにより、予想震源域がTIP領域の7%~25%に絞られると報告されている。

M8の検証

M8の有効性はKeilis-Borokらによる数多くの文献に報告されている。しかしながら、アルゴリズムの手順は単純明解でなく、これらの報告に疑問をもつ研究者もいる。このためM8の有効性を検証するための研究が、最近米国において行なわれている。Matthew and Switzer (1992)は、検証実験の結果からM8を否定的に報告している。

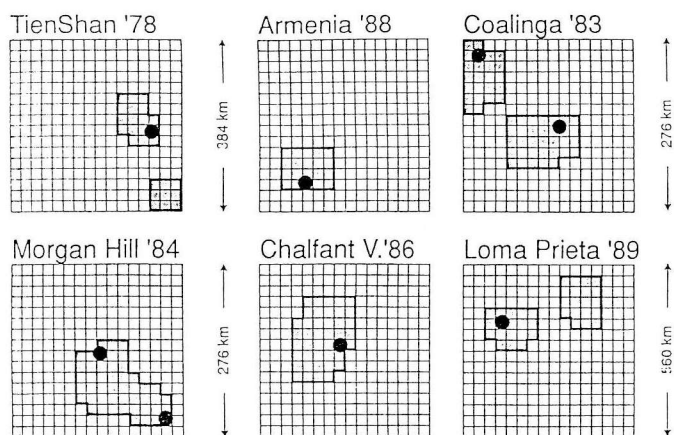


図5 Mendocino Scenario による震央の予想 MS により地震発生が予想される範囲(陰の部分)と観測された震央との関係を表す。Tien Shan (1978. 3. 24, M 6.5), Armenia (1988. 12. 7, M 6.5), Coalinga (1983. 5. 2, M 6.0), Morgan Hill (1984. 4. 24, M 6.0), Chalfant Valley (1986. 7. 21, M 6.0), Loma Prieta (1989. 10. 18, M 7.0) の地震について示されている。(Kossobokov and Keilis-Borok, 1990 による)

彼らは、Keilis-Borok らが用いたものと同一の震源表と計算プログラムにより、カリフォルニアの地震予知について調べた。まず、Imperial Valley 地震、Eureka 地震および Loma Prieta 地震が本当に事後予知可能か否か確かめた。報告によると、解析の開始時期をいろいろ変化させると、Loma Prieta 地震以外の TIP は消えることがあると報告している。すなわち、1969 年に開始すると、6 回 TIP が宣言され、1 回だけ成功し、2 個の地震が見逃された。1975 年以後の開始では 3 回もしくは 4 回 TIP が宣言され、すべて地震発生に結びついている。Loma Prieta 地震に関する円領域 6 だけは、開始時期に無関係に成功している。これは、震源表の期間に強く依存する規準値が TIP の判定条件に含まれているためと考えられる。さらに、Loma Prieta 地震に関し、どのような地震活動が TIP 出現に関わっているかが調べられた。円領域の半径を 280 km から 270 km に縮小すると 1985 年後半から出現するはずの TIP が現れなかった。半径の縮小により Long valley 火山地帯の群発地震活動が除外され、グループ 1, 2 が正常値となってしまったた

めである。また、Geysers 地熱地帯の半径 3 km 以内の地震を除くと、やはり TIP が消える。Geysers の地震は地熱地帯における水の貫入に伴う人為的地震活動と考えられている。このため、Loma Prieta の TIP は、火山活動や人為的活動に深く関わるものと判断される。

Healy et al. (1992) は、環太平洋の地震活動帯に 1991 年 7 月 1 日から 1997 年末までに発生する $M \geq 7.5$ の地震について、M8 による予知の実証試験を行なっている。半径 427 km の円領域 147 個に対して、1991 年 7 月の時点で設定変数を固定し、以後発生する地震にどの程度 TIP が有効かを調べるものである。報告のなされた時点(1992 年 5

月)では、経過期間が短いため新たに観測された地震もなく実証試験の結論は得られていない。1985 年 1 月 1 日~1991 年 7 月 1 日までについて、疑似試験を行なった結果、全時空間のうち、約 22% が TIP となった。この期間に、10 個の予知されるべき地震が発生していて、そのうち 6 個が TIP に含まれていた。疑似的に発生させたデータの試験によると、TIP に偶然一致する地震数が 5 個以下の場合、全体の 76% である。したがって、M8 の疑似試験結果は有意水準 76% で有意であるといえる。

M8 の問題点

アルゴリズム M8 は地震発生時空間を高い成功率で選別していると報告されているが、アルゴリズムに潜在する問題点がいくつか指摘されている。TIP はその名前の由来から、本震発生確率の概念を連想させているが、実際には発生確率を定量的に表わすものではない。一連の TIP を一つの予知として数えるなら、それぞれの予知に対する地震発生確率は確かに高いといえるが、TIP の

単位時空間あたりの地震発生率はそれほど高くない。TIP が 20% 程度の期間を占めることを考慮すると、地震発生確率は平均的な地震活動度に比べ、5 倍ほど増加することになる。ただし、各地域ごとの地震数が少ないので値の信頼性は高くない。

次に、円（矩形）領域の集合として地震活動域を解析することに起因する問題が指摘される。まず、円領域の中心近いか周辺部分か、あるいは領域の重なっている部分かそうでない部分かにより、発生する本震の扱われ方が異なることが挙げられる。領域の周辺近くで発生する本震については、震源域の片側の地震活動しか TIP の解析に寄与していない。また、領域の重なった部分に発生する本震に対し、TIP 出現の可能性は重ならない場合より高くなる。したがって、円領域の中心の配置は重要な意味をもつことになるが、領域の配置に関する説明は十分でない。また、地域依存のマグニチュード下限設定は別の問題を発生させる。例えば、一方では M4 の地震が下限になり、隣の円では M4.5 が下限になると仮定する。M4 以上 4.5 以下の地震は一方では計算に使われ、他方では使われていない。これらの円の共通となる領域で発生した M4 以上 M4.5 の地震は、使われたり使われなかったりすることになる。使われた領域ではこれらの地震の寄与により TIP が出現し、使われなかった領域では TIP 出現に至らないという事態も発生し得る。これは、地震活動の異常を検出するため採取する標本地震の空間範囲と、解析の結果得られる異常が及ぶ範囲とを完全に一致させるため生じている。

また、監視する項目そのものに関する指摘もある。一つは 3 つのグループ間での相関である。とくに、グループ 1 とグループ 2 との高い相関が予想される。また、震源表の使用に際し、余震を除去しているが、その手順が明らかでないとの指摘もある。アルゴリズムの問題点指摘は、アルゴリズムのわずかな修正で改善される場合もあるが、基本思想に関わり根本的な変更を必要とする場合もある。

地震予知の評価

地震に先行する現象に基づいて地震予知を行なう場合に、その有効性を測る指標として、予知率、適中率あるいは確率利得が一般的に用いられている（例えば、宇津，1977）。予知の対象とする地震について、大きさや時空間の範囲が明確に定義され、1 回の予知の及ぼす時空間は一定の大きさだとすると、適中率（Va: Validity）は予知の回数に対する予知成功数の割合を表す。また、予知率（Rb: Reliability）は予知されるべき地震数に対する予知成功数の割合を表す。これらはともに、1 に近いほど有効な予知手法だといえるが、適中率については地震活動度を考慮する必要がある。つまり、地震活動が高い場合には、偶然に成功する確率も高くなることが期待されるからである。確率利得（G）は、でたらめな予報をしたときに偶然適中する確率に対して、適中率（Va）が何倍になっているかを表す。1 つの予知手法がある領域に対して用いたとき、1 組の値が得られる。異なる予知手法を比べる場合、一方から得られる各値が他方の各々の値より大きければ、優劣は明かであるが、そうでない場合の優劣の判定は単純でない。しかし、地震発生率の分布を予測するという観点から問題をとらえると、予知手法（予測手法）の有効性を測ることが可能となる。

予知の情報が全くない場合には、何ら先験的知識がないため、地震発生は一様分布である（モデル A）と考えるのが自然である。一方、何らかの手法により一様分布と異なる分布（モデル B）を得たとする。実際に観測された地震の分布がどちらのモデルに近いかを尤度により比べ、尤度の高いほうが地震発生率分布の予測としてより有効だと判断する。モデル B が TIP のように用心すべき期間と、その必要がない期間との 2 つの状態を表される単純な場合には、対数尤度の差（ $l_b - l_a$ ）は簡単な式で表される。

$$l_b - l_a = n \cdot Rb \cdot \log G + n \cdot (1 - Rb) \cdot \{\log(1 - Rb) - \log(1 - Rb/G)\}$$

ここに、 n は発生した全地震数である。第 1 項は

用心すべき期間に関するもので、 $R_b=1$ だと、確率利得の対数と地震数の積になる。 1_b-1_a が大きいほどモデルBが観測をうまく説明するといえる。したがって、この観点からは、地震予知は地震発生分布の予測精度向上の問題に帰結される。

一様分布の地震発生モデルを出発点とし、次々とモデルの改良や新しいモデルの選択を行なうことにより、予測精度の向上が計れる。M8 や CN についても、すでに得られた結果から上の式により評価することができる。アルゴリズムの改善についても同様に評価することができよう。

おわりに

数多くの研究のなかで、パターン認識の手法は地震予知研究を確実に一步前進させる数少ない研究といえる。M8 や CN などのアルゴリズムに表現されている予報の手順は、厳密で定量的である。M8 や CN は、地震数変化、 b 値の変化、クラスタリングなどのこれまで蓄積された前兆パターンを、多変数判別分析のアルゴリズムに集約している。また、有効性を評価ができる点においても、M8 や CN は優れたアルゴリズムといえる。

地震空白域に基づく数十年の長期予知研究がなされ、M8 により数年程度の中期的予知が試みられている。地震空白域による長期予知については、有効性評価により否定的な結論が最近報告され、議論になっている。M8 についても、先に述べたようにその有効性について相反する考えが報告されている。しかし、M8 の否定的、不可解な側面が本質的であるか否かは、進行中の実証試験により、将来、明かにされるであろう。

地震の発生時刻、場所、それに大きさを極めて狭い範囲で予測することを、地震予知とするならば、現在のところ、ほとんど不可能といっても過言でない。しかしながら、地震発生率の分布予測という観点に立てば、M8 は地震発生率が相対的に高いところを選別してくれるアルゴリズムである。平均的な発生率に比べ、たかだか数倍の発生率になるだけであるが、それでも大きな前進であろう。

文 献

- Gelfand, I. M., Sh. A. Guberman, V. I. Keilis-Borok, L. Knopoff, F. Press, E. Ya. Ranzman, I. M. Rotwain, and A. M. Sadovsky, 1976, Pattern recognition applied to earthquake epicenters in California, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 11, 227-283.
- Healy J. H., Kossobokov V. G., and J. W. Dewey, 1992, A test to evaluate the earthquake prediction algorithm, M8 U. S. G. S., Openfile report 92-401.
- Keilis-Borok, V. I., L. Knopoff, I. M. Rotwain and C. R. Allen, 1988, Intermediate-term prediction of occurrence times of strong earthquakes, *Nature*, 335, 690-694.
- Keilis-Borok, V. I., and V. G. Kossobokov, 1990 a, Times of increased probability of strong earthquakes ($M \geq 7.5$) diagnosed by algorithm M8 in Japan and adjacent territories, *J. Geophys. Res.*, 95, 12413-12422.
- Keilis-Borok, V. I., and V. G. Kossobokov, 1990 b, Premonitory activation of earthquake flow: algorithm M8, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 61, 73-83.
- Keilis-Borok, V. I., L. Knopoff, V. G. Kossobokov, and I. Rotwain, 1990, Intermediate-term prediction in advance of the Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Letters*, 17, 1461-1464.
- Kossobokov, V. G., and V. I. Keilis-Borok, 1990, Localization of intermediate-term earthquake prediction, *J. Geophys. Res.*, 95, 19763-19772.
- Matthews, M. V. and P. Switzer, 1992, An evaluation of earthquake-prediction algorithm M8.
- McCann, W. R., S. P. Nishenko, L. R. Sykes, and J. Krause, 1979, Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries, *Pure Appl. Geophys.*, 117, 357-372.
- 宇津徳治, 1977, 地震予知の適中率と予知率, *地震* II, 30, 179-185.

[いもと まさじろう 防災科学技術研究所地圏地球科学技術研究部地殻力学研究室長]

地震と電波

地震・火山噴火に関連する電磁放射と予知の可能性

芳野赳夫

はじめに

この研究は、旧ソビエト連邦の科学アカデミー地球物理学研究所の Gokhberg らが 1979 年のイラン中部地震 ($M=7.4$) の際に、1200 km 離れたコーカサスのトンネルの中で、数 Hz から 1.6 MHz の周波数帯の自然背景雑音電波レベルが、地震発生 1 時間前頃から上昇し、地震発生と同時に、ほぼ元のレベルに復帰した報告にヒントを得て始まった [Gokhberg et al., 1977]. この現象が事実ならば地震直前予知への応用を示唆しているので、1980 年 1 月から 4 月にかけて、日本学術振興会の日ソ科学者交流助成金に依る日ソ共同研究を、電気通信大学菅平宇宙電波観測所とソ連科学アカデミー地球物理学研究所との間で締結し、旧ソ連側から交換科学者 1 名を招いて、日本側の観測機器を利用して観測を行なった。この論文中では、この現象を地震前駆電磁放射 Seismogenic Electromagnetic Emission (SEE) と称する。最初の SEE 現象は、図 1 に示すように長野県菅平の電気通信大学菅平宇宙電波観測所において 1980 年 3 月 31 日 16 時 33 分 JST に観測された。この地震のマグニチュードは約 7 で、

震源の深さは約 380 km であった。震央は京都府内で震央と菅平観測所との距離は約 250 km である。81 kHz のノイズレベル記録器は本震の 50 分前から通常背景雑音レベルより 15 dB 以上高い異常なレベルを記録した。そのノイズの異常上昇は、本震と同時に、急速にもとのレベルに復帰した。また同時に菅平に設置されていた 200 Hz ~ 10 kHz の広帯域ホイスラー波観測器の記録も、上記の 81 kHz の雑音レベルが上昇している期間中に、通常観測されない 1 kHz 以下の周波帯に無数の散発的なノイズが観測され、地震発生と同時に消えたことが観測された。この 2 つの現象は、今後のこの電磁放射発生機構を考える上で、貴重な示唆を与える重要な現象と考えられる。図 2 に、

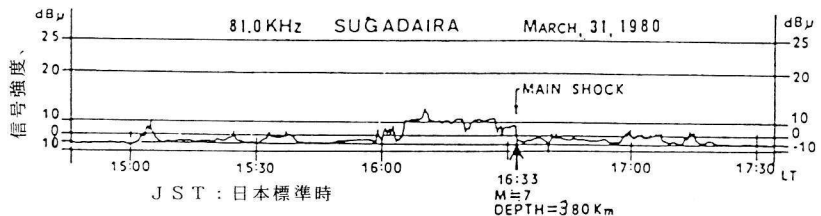


図 1 菅平宇宙電波観測所において観測した 1980 年 3 月 31 日の地震直前の電磁放射

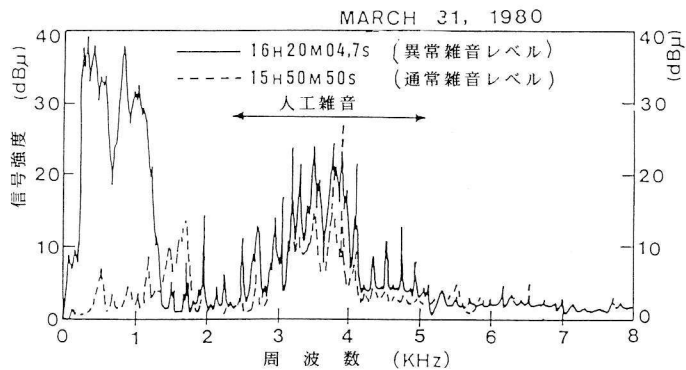


図 2 菅平宇宙電波観測所において観測された 1980 年 3 月 30 日の地震直前の VLF 電波雑音の周波数特性
81 kHz の放射電界の上昇時には 1.5 kHz 以下に強い自然雑音強度の上昇が見られる。

このときの雑音レベルの周波数特性を示す [Gokhberg et al., 1982]. これはこの目的で行なった世界最初の記録となった。

次に、本震の後約5分後にはかなり大きな余震を伴った1980年9月25日2時54分JSTの千葉県付近の地震(本震 $M=6.1$, 余震 $M=5.3$, 震央位置は千葉県周辺, 震源の深さ, それぞれ80 km, 70 km)のとき, 震央から55 km 西北西の杉並受信点の背景雑音レベルは図3に示すように, 本震1時間前より15~20 dB 上昇, 本震と同時に5 dB 下がったが, 5分後の大きな余震まで高いレベルを保ち, 余震の直後に元のレベルに復帰した。

筆者らは, その後12年間に地震の直前に82 kHz (1987年以降は1.252 kHzと36 Hzを加えた)で多数のSEEを観測した。また, 1985年までに東京地区を中心に図4に示す8観測地点を選び, 人工雑音の混信を抑圧・除去するために, 有効な手段となる多点方向探知観測網を構築した [Yoshino, 1986a, 1991]。

人工雑音の影響は, 一般に局地的な現象として現れるのが常であるため, 通常影響は1点または2点の観測点の雑音強度が高く現れても, 周辺の各地点間の相互相関係数は低く出るので, ある方向に方位データが集中しないときには, その高雑音を示す地点のデータをオミットして人工雑音のみを用いたときの誤報をある程度抑圧できる。筆者らは1985年から1990年までの間に, この観測網を利用して, すでに29の地震についてSEEを記録している。

この中で観測した最も有望な結果の1つは, 1982年2月27日21時14分JSTに茨城県南西

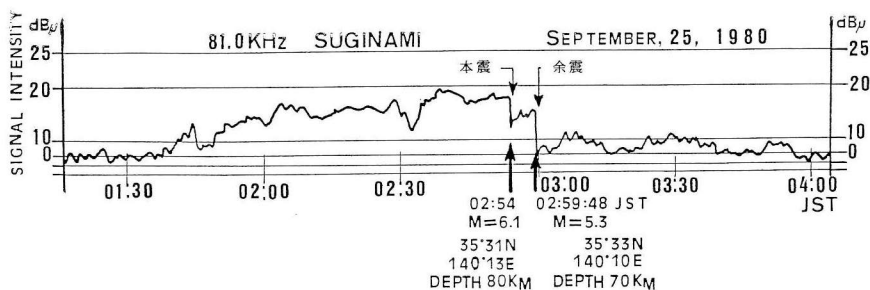


図3 杉並観測点で受信した1980年9月25日の地震における電磁放射

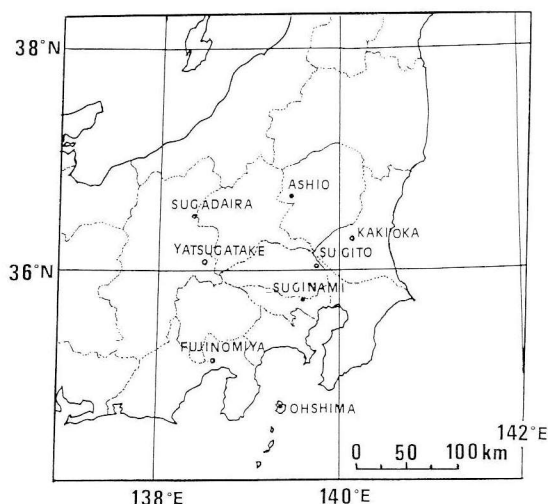


図4 現在の東京付近のSEE多点観測地点

部で発生した $M=6.3$, 震央の深さ40 kmの典型的な直下型地震の際に, ゴニオメトリック方向探知システムにより震央位置の事前予知に成功した。現在までの成功例は, この1回だけであるが, このときの震央の位置と各観測点の位置を図5に示す。図中の×印は震央の位置を示している。センサーがインパルス型の放射を記録し始めたのは, 本震の約8時間前の12時37分JSTであった。震央からの距離は, それぞれ36 km および55 kmである。この地震の場合, 本震までの約8時間に数分から10分ぐらいのパルス時間幅で, ときどき放射が発生して両地点で受信されている。このときの地磁気は静穏で(Q4A), Kp 指数(地磁気の擾乱度を現す指数)は3以下であった。人工雑音は通常極く局所的な発生頻度を持つのが普通で, この場合は, とくに強い影響を受けている観測点はなかった。八ヶ岳は, 約80 kmの高さのD電離層が日没で消失した以後に, 異常放射を受信し始めている。

八ヶ岳の19時15分以降の観測値と杉並の観測値との同期性は非常に良い。この現象は, 八ヶ岳と震央間の距離が150 kmあることを考慮する

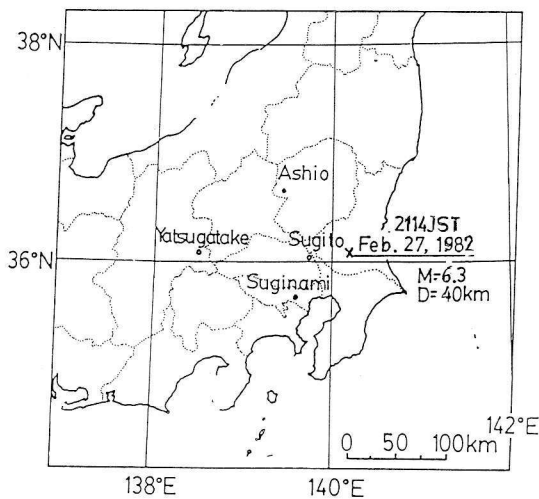


図5 1982年2月27日の地震における観測点と震央の位置

と、長波帯の放射波の伝播モードが電離層・地表間の導波管モードであることを示唆するものとして興味深い。図6に筆者らが、このときの放射強度の観測値を用いてベクトル合成法により震央位置の探知を行なった結果を示す。その結果は、図6に示すように直径約20 kmの斜線を施した領域が限定され、さらに震央はX点に示すように、この領域内に位置していた [Yoshino et al., 1985].

1986年11月に伊豆大島の三原山が大噴火したが、大島で観測中であった82 kHz方向探知網のセンサーが噴火前にインパルス雑音を記録していた。1987年以降、われわれは過去10年間に82 kHzの背景雑音が増してきたので、S/N比を改善するために2つの周波数、VLF (1.525

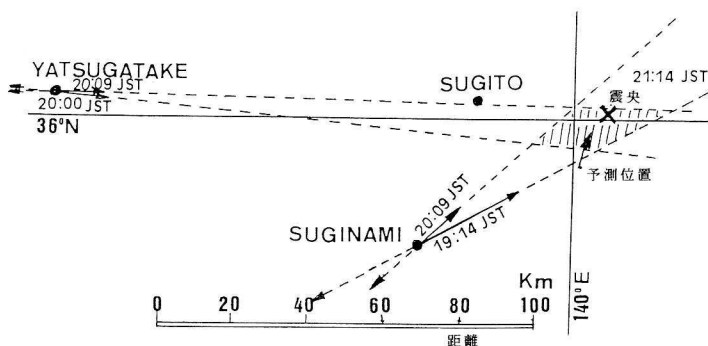


図6 1982年2月27日の地震における電磁放射波の到来方向のベクトル合成の結果と震央の位置

kHz), ELF (36 Hz) を追加した [Yoshino and Tomizawa, 1989]. 次いで1989年6月には、伊豆・伊東市が非常に強い局地的な火山性地震に揺すぶられた。市街は伊東湾の海岸線に沿って広がっており、伊豆大島の北西約35 kmに位置している。これらの火山性地震と火山性微動は、1989年7月12日の伊東湾の海底の新火口からの噴火と同時に終焉した。筆者らは、これらの噴火に関連したLF, VLF, ELF帯の相互間に存在する幾多の興味深い相関関係を得られた。

長崎県島原半島の雲仙岳が198年の眠りから醒めて、1991年4月に突然火山活動を開始した。

筆者らは、火口の北西約3 kmの田代原牧場に82 kHz, 1.525 kHz, 36 Hzの観測器を設置して観測を開始し、(1)火砕流、(2)噴火、(3)噴火に伴う巨大火砕流の発生時の、3つの異なった火山活動モードについて、世界で初めての電磁現象を検出することになったという、非常に興味ある結果を得ることができた [Yoshino et al., 1992].

その他に興味ある現象は、図7に示す菅平とオーストラリア中部の磁気供役点を結ぶ磁力線の直下に近い所で1971年10月1日にM=8.1の巨大地震が発生したとき、図8に示すように、菅平のホイスラー波観測データが、その前後数日間に、ディスページョン値が通常の2~3倍となる異常なホイスラー波を受信した。菅平のホイスラーデータを見ると地震と、異常ホイスラー波の受信数間にはある程度相関があり、この原因はまだ解明されていないが、地震現象が超高層大気に何らか

の影響を及ぼしていると考えられる。旧ソ連では人工衛星を用いた電離層上部に発生する現象に研究対象を限定しており、筆者の地表における電磁放射の研究に対し、われわれと異なった観点に立って研究を行なっている [Larkina et al., 1988].

放射機構の解明

地震発生前の電磁放射の発生機構については、1980年にこの研究を開始した当初から種々の仮説を立てて検討を進めているが、未だに確定はできていない。現在、この考え方には震源を発生源とする筆者らの考え方と、電離層を発生源とする旧ソ連の考え方の2つの流れがある。筆者らは、次のような仮説に立って研究を進めている。それは事前に歪みが蓄積され、ついに耐え切れなくなった岩石が破碎を初め、次第に破碎が進んで遂に耐え切れなくなり、一気に崩壊して地震が起こる。地震と同時に歪みが解消して岩石破碎も止る。この岩石破碎に際して電磁放射が存在することは、共同研究を行なっている名大理学部の山田功助教授や、アメリカのクレス [Cress et al., 1987] が、電磁界放射が岩石破碎に伴って観測されたという、非常に興味ある室内実験の結果を報告しており、多くの研究者に依って確認されている。実験では、非常に強い電磁インパルス放射が高圧力で岩の資料が破壊した瞬間に観測されている。電磁放射の値は岩の種類、濡れているか乾いているかで異なり、そして観測時のたくさんの異なった

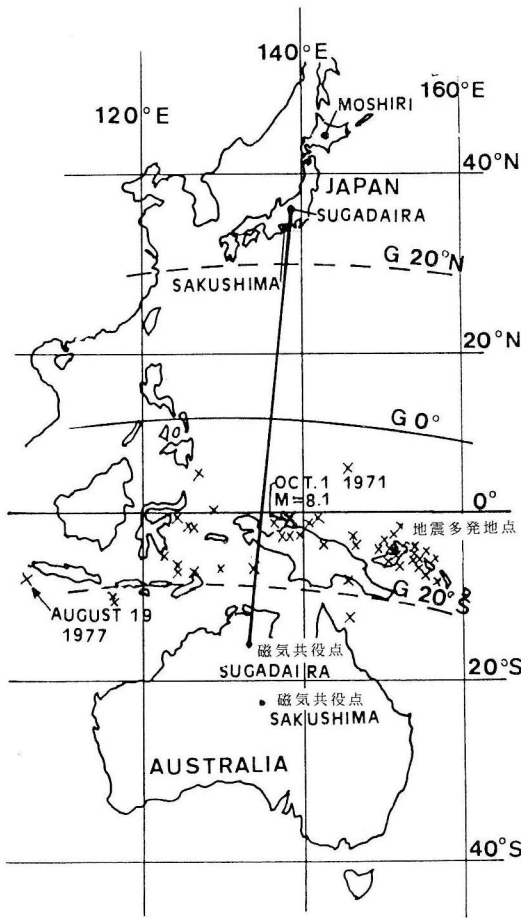


図7 菅平観測所と磁気共役点を結ぶ磁力線と地震発生源の位置との関係

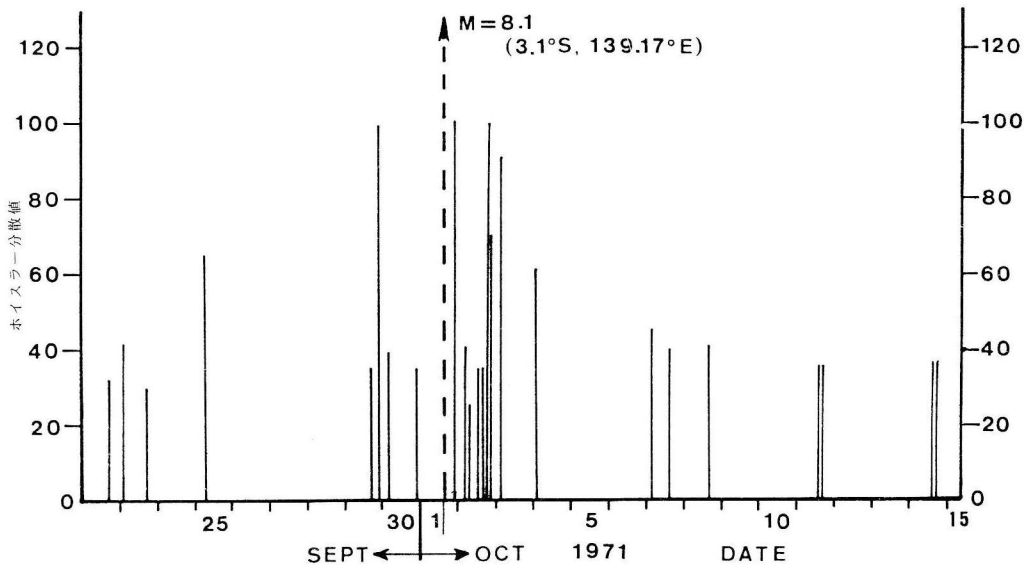


図8 1971年10月1日のニューギニア北部M=8.1の地震の前後における菅平で観測された異常ホイスラー波

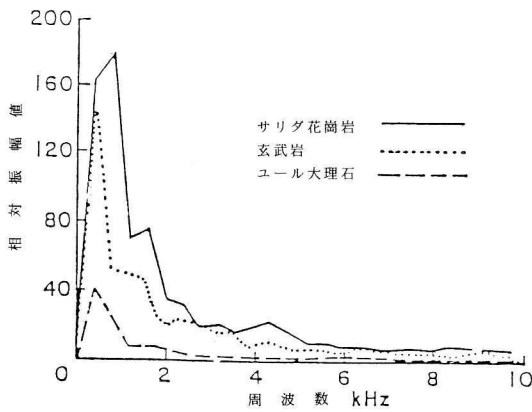


図9 クレスらの実験室における岩石破砕時の電磁放射の周波数特性測定
1.5 kHzのエミッションが強く図2の筆者の観測値と良く似ていることに注意。

状態を示した。図9に示すCress [1987]の実験結果と図2に示す菅平 [Gokhberg et al., 1982]で観測した自然放射とを比較すると、自然と実験データの線の動きは、前述した1.5 kHz周辺にあるピークをもつ周波数特性が、非常に良い一致を示している。このプロセスは、電磁放射が地震発生前に受信され、発生と同時に停止する現象を説明するためには納得できる説である。

旧ソ連のGokhbergらは2つの異なったアプローチに基づく研究を行なっている。その1は、波源は下部電離層にあり、断層方向に地電流が流れるときの電位の勾配が電気電導度の極めて少ない大気中では極めて高くなり、震央上空の電離層に達したときに電解の大きな勾配と震央上空の磁界強度によるプラズマ不安定性により発生するとしている [Gokhberg et al., 1984]。その2は、彼らは浅い地震の前に岩石内に発生する細かい変位 (micro dislocation) により発生する電磁界であると説明を替えている [Gokhberg et al., 1987]。旧ソ連グループは観測方法と研究の道順を、数ミリヘルツ台の低い周波数帯に向かって変更しつつあり、人工衛星に依る上空の電位変化の観測に主眼点をおいているが、数十 Hz 以下の周波数の人工衛星での検出は、衛星速度の関係で検出できないので、この点実験方式に疑問が残る。1982~83年にかけて、ソ連・フランス共同で打

ち上げたフランスの科学衛星 ARCAD-3号に搭載された電・磁界センサーの観測データが、日本上空で地震発生前約8時間前から若干変化し、また殆ど同一緯度で経度120度にわたり、その現象が見られたことを報告している [Larkina et al., 1988]。しかし、このような現象は、筆者の日本の人工衛星および Fraser-Smithら [1989]の受信した DE-2衛星のデータを調べると地震に関係の無いときにも似通った現象が観測されており、一方的にこの現象が地震といかなる係わりを持っているか、もっと明確に解明する必要がある [Chmyer et al., 1987; Larkina et al., 1987; Migulin et al., 1987]。

旧ソ連の研究結果は大変評価できるが、今日に至るも彼らの物理学的考察は不十分である。この結果は放射機構、すなわち地震の震源の岩石から地表までの電磁エネルギー伝送の機構と、地表における電磁波の放射機構を説明するためには未だ十分ではない。前述のように岩石破壊実験で岩石が電磁放射することは実証されており、境界面チャージの一種として地震の震源附近の岩が、ちょうど地震の前に、急速に増大する非常に強い歪みを受けて破砕するときに誘起されると考えられる。この電磁放射の波源が、岩石破砕に依ることを強く示唆する有力なデータが、前述の伊豆大島の噴火機構の説明の中に見出された。1986年11月21日の三原山の噴火の全期間中、大島では噴火の激しい15, 16, 17日は繰り返し激しい地震がつづいたが、その間には、これに対応する電磁放射が観測されず、また21日の大噴火でも、実際に噴火した16時15分から激しい地震に見舞われたにも拘らず、このときには電磁放射は観測されず、実際に放射を観測した時刻は、ダイクが岩石破砕を伴いながら貫入を開始した地震発生の6~4時間前であった [Aramaki, 1987]。この観測結果は、地震による電磁放射が岩石破砕時に発生することを証明する非常に重要な示唆を与えてくれる。

筆者らは最初、図10に示すように通常地震の震源は断層上に位置しており [Yoshino and Tomizawa 1988]、断層内の地震の歪力が増大し

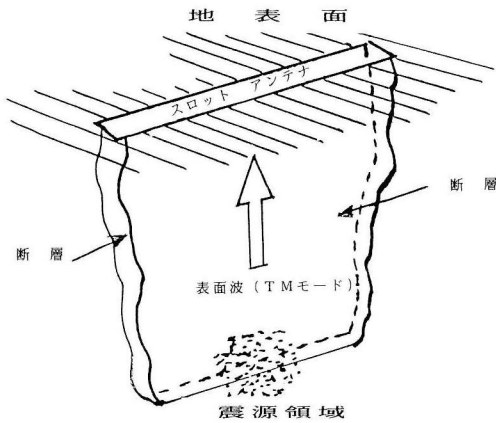


図10 SEEの断層境界表面波伝送モデルの説明図

たとき、岩塊の破碎が始まり、震源附近の放射源から地表へ誘起された電磁インパルスのエネルギーが、断層面に沿って表面波伝送モードで伝送し地表に達すると仮定した。電磁波の表面波伝送の最も進んだ技術は、現在センチまたはミリ波帯の小型機器システムのマイクロ波回路設計に使用されているが、通常の断層では内部と断層線方向の電気伝導率は外側の岩石に比べて大きく、断層の表面の境界断面は表面波伝送線路と構成がよく似ている。筆者らは、断層は境界に沿って伝播するTM電磁界の表面波でSEEのエネルギーは境界の外側を伝播する通常の平面波に比較して、波源から地球表面まで非常に低い減衰で伝送することが可能と仮定してシミュレーションを行なった。また地表で、地表上における断層が形造るスロットダイポールを仮定して、地表と空間の最適なインピーダンス整合条件が得られたときに、電磁波として空間に放射されるという関係を用いてSEEの放射特性を示すモデルを作った [Yoshino et al., 1989]. しかし、その後の長期にわたるシミュレーションの結果は、せいぜい10 dB以下の改善に過ぎず、いずれも上記に期待した低減衰は得られずに終わり、筆者らは実測データの統計解析による発生機構の見直しを行なうことになった。

観測装置の構成

1985年以来、筆者らは図4に示す8点からなる多点方向探知観測網を東京周辺に設置した。実時間相関を取るためのデータテレメトリーシステムは、今日まで1989, 91, 92, 93年度の文部省の科学研究費補助金の交付を得て構築中である。一方、1980年以来、1981, 82年度の文部省科学研究費補助金を受けて標準型観測装置の開発を開始し、幾多の試行錯誤の結果、1つの標準型地震前駆放射観測システムを完成した。図11は多点観測網システム用3周波数型観測装置のブロック回路図で、各観測点の前駆電磁放射を用いて震央の方位を予知するデータ処理のフローを示す。図中

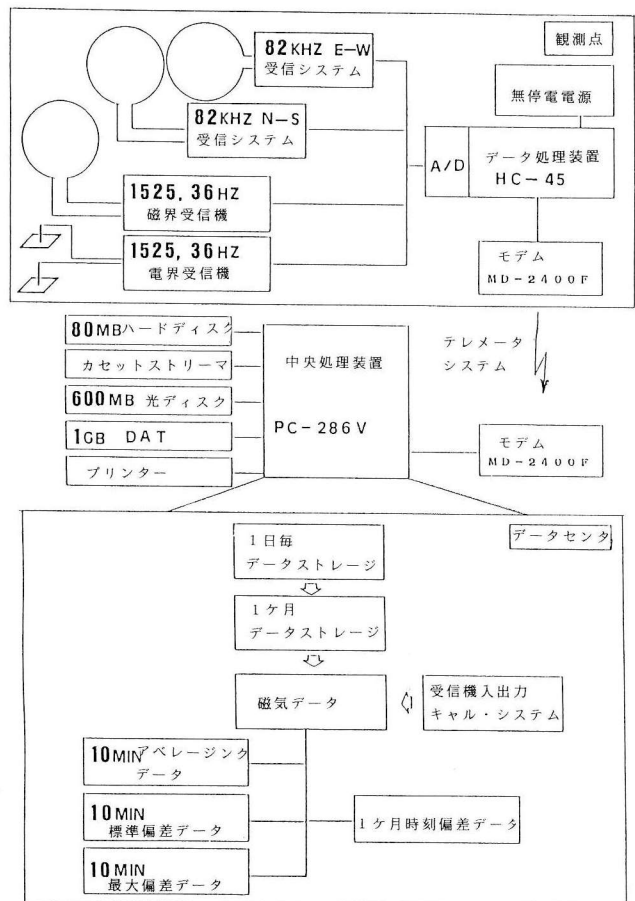


図11 各観測点に配置した標準型自動震央観測装置のシステムブロック図

に示すように、本システムは初期から使用した 82 kHz (LF) の 2 つの同調型ループアンテナを東西・南北に直交させたゴニオ方式の方向探知方式を持ち、各ループアンテナは直径 85 cm, 28 kHz に同調した 50 回巻のコイルで静電シールドを施してある。本システムでは人工雑音の影響を除くため 1.525 kHz (VLF) と 36 Hz (ELF) の磁気センサーを持っており、これらの磁気センサーは 1 cm 角の断面を持つ長さ 50 cm のパーマロイコアに 5000 回のコイルを巻いてあり、通常東西を X 軸とする XYZ の 3 軸方向に設置し磁界を観測している。また、2 つの電極を 5 m の間隔で南北方向に埋没し、これを 1.525 kHz と 36 Hz の低雑音増幅器に接続して、水平方向

の電界を観測している。

A/D コンバータを通過したセンサーの出力は電話回線、マイクロウェーブ回線、または光ケーブル回線のデジタルテレメトリー回線を通して、地震予知センターまたは警報センターのコンピュータに伝送される。

同時にデータ解析などに用いるため、各観測点の光ハードディスクまたは DAT テープ上に記録される。図 4 に示す東京を中心とした予知試験ネットワークでは、約 50 km の間隔で設置された 8 地点の時間校正を、GPS 衛星の時刻信号を観測データに印加することによって行なっている。

表 1 1985~1990 年間の間に観測された SEE

Date (JST)	Time (hms)	Mag.	CM	Depth (km)	A	E (km)	STN	F	Precursor (h)	Time (h)	(h)	Time (min)
85/03/29	01:07:08	6.5	5.2	164	G	586	FUJ	82	-12:26	-14:50	-16:32	1
85/04/09	14:15:36	5.5	5.0	30	S	226	SGT	82	-00:15			15
85/04/11	01:26:20	6.8	5.7	415	S	592	FUJ	82	-13:57	-14:27	-15:55	1
85/05/22	16:16:43	4.3	5.0	56	G	31	KAK	82	-00:50			31
85/07/29	04:33:22	5.5	5.2	90	G	166	SGT	82	-27:50			1
85/10/04	21:25:52	6.1	6.6	78	G	44	SGT	82	+00:00			1
			6.6			41	KAK	82	-00:00			1
85/11/22	13:17:00	4.9	5.8	52	G	23	SGT	82	-01:38			31
86/03/02	16:09:26	6.0	5.0	32	S	487	FUJ	82	-00:00	-00:36		1,21
86/04/01	14:34:14	2.8	5.1	7	G	2	OSM	82	-00:31			1
86/11/14	09:46:42	5.4	5.1	273	G	174	FUJ	82	-36:21	-37:43	-39:59	1
86/12/30	09:38:32	5.9	5.3	3	G	249	OSM	82	-00:59			1
87/01/14	20:03:50	7.0	5.7	119	G	895	FUJ	82	-03:36	-04:17	-04:58	1
87/02/06	22:16:15	6.7	5.9	35	S	350	FUJ	82	-26:21			22
			6.4			174	KAK	82	-08:28			1
87/02/11	02:51:46	4.6	5.7	60	G	18	SGT	82	-00:48			48
87/12/17	11:08:17	6.7	6.4	57	S	168	FUJ	82	-00:29			1
88/02/13	01:20:28	5.1	5.2	61	S	84	KAK	82	-03:34			1
88/03/18	05:34:29	6.0	6.5	96	G	42	SGT	82	-50:53			1
88/08/02	20:16:06	5.2	6.0	2	S	28	OSM	82	-04:21			84
89/02/05	10:59:48	5.5	5.1	58	S	202	OSM	36	-00:38			10
89/06/17	08:42:36	6.8	6.0	385	S	376	FUJ	82	-01:29			1
89/07/09	11:09:12	5.5	5.2	3	G	168	KAK	82	-00:08			1
89/10/27	02:06:43	6.2	5.2	9	S	511	KAK	82	-00:18			18
89/10/29	14:25:38	6.5	5.5	0	S	530	SGT	82	-19:05			1
89/11/25	16:02:50	4.6	5.2	76	G	37	SGT	82	-01:31			103
90/02/20	15:53:40	6.5	6.3	5	S	148	SGT	82	-08:51			102
			6.0			212	SGD	82	+00:00			43
90/05/17	10:04:08	5.8	5.2	271	G	290	KAK	36	-00:25			25

Mag : マグニチュード, CM : 修正マグニチュード, Dep : 震源深さ, A : 震央位置 (G, 陸域 S, 海底), E : 震央からの距離, STN : 観測点 (SGT, 杉戸; SGD, 菅平; KAK, 柿岡; FUJ, 富士宮; OSM, 伊豆大島)

周波数 : 82=82 kHz, 36=36 Hz, 15=1.525 kHz, T : 放射形式 (I インパルスタイプ, エンベロープタイプの最低放射時間)

表2 表1で観測されたSEEの天候状況

日時 (JST)	時刻 (h:m:s)	マグニ チュード	深度 (km)	天気	雷光 (度)
85/03/28	12:41:08	6.5	164	○	0
85/04/09	14:15:21	5.5	30	○	0
85/04/10	11:29:20	6.8	415	○	0
85/05/22	15:26:43	4.3	56	○	0
85/07/29	03:43:22	5.5	90	○	2
85/10/04	21:33:52	6.1	78	○	1
	21:25:52			○	1
85/11/22	11:39:00	4.9	52	○	1
86/03/02	16:09:26	6.0	32	○	1
86/04/01	14:03:14	2.8	7	○	1
86/11/12	21:25:42	5.4	273	○	1
86/12/30	08:39:32	5.9	3	○	0
87/01/14	16:27:50	7.0	119	○	0
87/02/05	19:55:15	6.7	35	○	0
	13:38:15			○	0
87/02/11	02:03:46	4.6	60	○	1
87/12/17	10:39:17	6.7	57	▽	2
88/02/12	21:46:28	5.1	61	○	2
88/03/16	02:41:29	6.0	96	○	1
88/08/02	15:55:06	5.2	2	○	0
89/02/05	10:21:48	5.5	58	▽	0
89/06/17	07:13:36	6.8	385	●	1
89/07/09	11:01:12	5.5	3	▽	1
89/10/27	01:48:43	6.2	9	○	1
89/10/28	19:20:38	6.5	0	●	0
89/11/25	14:34:50	4.6	76	●	0
90/02/20	07:02:40	6.5	5	○	0
	15:56:40			○	2
90/05/17	09:39:08	5.8	271	○	0

○：晴れ, ▽：曇, ●：雨

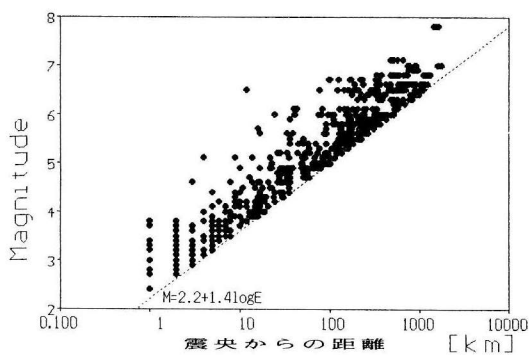


図12 地震のマグニチュードと震央と観測点間距離の相関関係 (MME チャート)

統計解析の結果

1985年1月から1990年11月までの期間に、筆者のネットワークで観測した29例の地震前駆

電磁放射 (SEE) の観測データを表1に示す。

この29例の観測点の気象と半径200 km以内の雷放電数を表2に示す。1988年2月15日以降は、東関東の2観測点と伊豆大島のノイズ環境の悪化に対するS/Nを改善するために、全観測点のA/Dコンバータのサンプリングタイムを変更したので、放射波形の基準を1988年2月以前と以降では変更している。

図12は、地震のマグニチュードに対する震央と観測点間の距離の図表上に、上記の29例の全観測点のデータをプロットした分布特性 (M-E分布) で、82 kHzと36 Hzのエミッションの最小検出レベルが図中に示すように綺麗な直線上に乗っている。力武 [Rikitaka 1987, 1988] の経験則を用いると、最低検出レベルの直線の勾配は次式で表すことができる。

$$M=2.2+1.4 \log E \dots\dots\dots (1)$$

なお、Mは地震のマグニチュード、Eは震央と受信点間の距離を示す。

図13は、震央が陸上に位置する場合と海底に位置する場合のM-E分布特性を示しており、この図から、次のような基本特性があることがわかる。

- (1) 震央が陸上にある地震はマグニチュードが小さく近距離に分布し、
 - (2) 震央が海底にある地震はマグニチュードが大きいものが多く、遠距離のものが多い。
- (2)は、通常プレート境界上の深海底にあるサブダクション域に沿って発生する大きなマグニチュードの巨大地震であるとして説明できる。これらの関係は次の図によってより明らかと成る。

図14(a)は、上記の期間中に東京周辺に配置したわれわれの6地点で観測した全地震のマグニチュードごとの発生数との関係を示し、(b)は地震前兆現象としてのSEEが観測できたときの地震のマグニチュードを記録した。この図から通常の地震のマグニチュード分布はM=3.5~4.0の間のものが最も多いことがわかる。しかし、SEEが観測されたときの地震のマグニチュードは、この図に示すようにM=6.5~7.0であり、この特性は観測結果と良い一致を見せている。

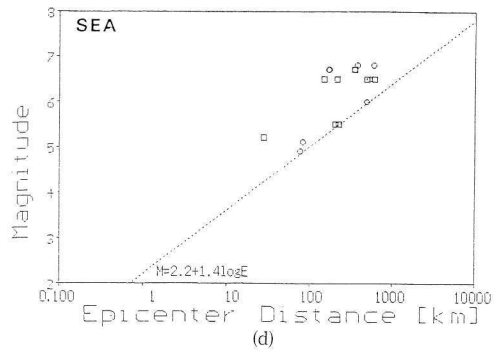
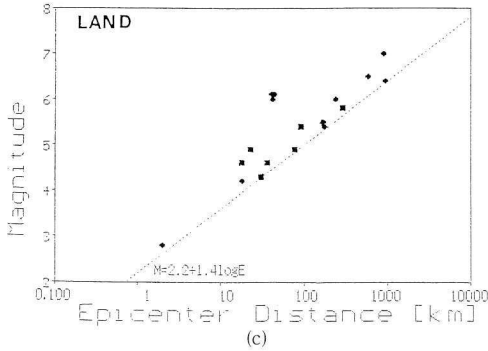
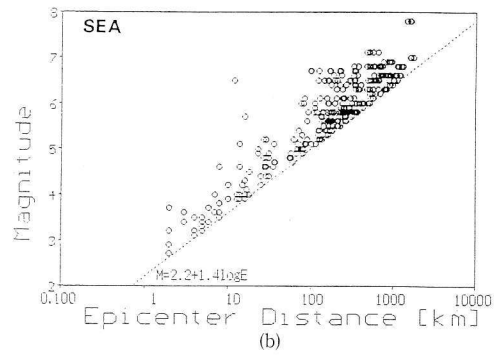
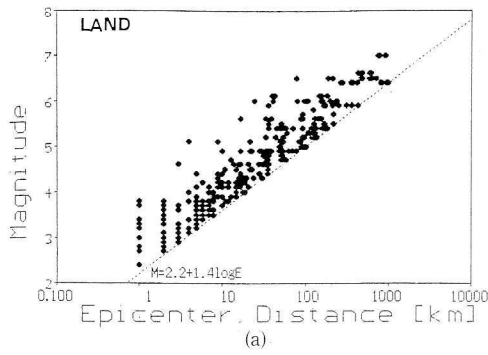


図13 震央の場所による M-E チャート

(a)震央が陸域（インパルスタイプ放射，エンベロープタイプ放射），(b)震央が海底（インパルスタイプ放射，エンベロープタイプ放射），S/N の良好な場合の選ばれた(c)陸域，(d)海底の場合でシンボルは(a)(b)と同じ。

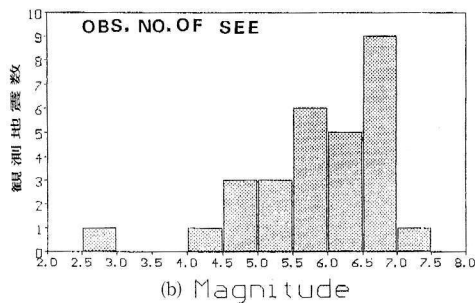
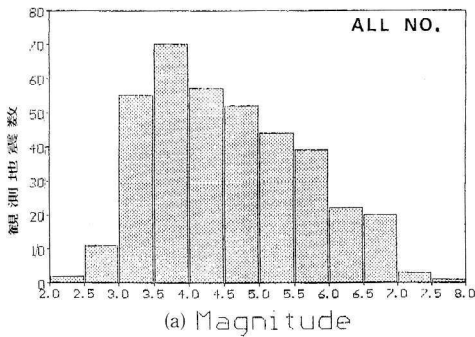


図14 (a)1985~90 年に関東地区の観測網で発生した全地震のマグニチュードの分布，(b)同期間中の SEE の観測された地震のマグニチュード分布。

1985 年 1 月 1 日から 1990 年 6 月 30 日の期間中，東京駅から 385 km の円内で発生した $M=4.0$ 以上の地震の全数は約 243 で，SEE が観測された 29 の地震のパーセンテージは約 12%であった。各マグニチュードごとの SEE のパーセンテージを表 3 に示す。信号の S/N 比が低くなる $M=5$ 以下の地震の場合には，上記の観測結果から強力な人工雑音の混信を受けて検出不可能となることが実証された [Yoshino et al., 1993]。

図 15(a)地震前駆放射 (SEE) 現象の発生時間

表 3 関東地方における SEE の予知確率

マグニチュード	確 率
7.5~7.0	100
7.0~6.5	45
6.5~6.0	23
6.0~5.5	16
5.5~5.0	6.6
5.0~4.5	No Data
4.5~4.0	5.2

観測点から 300 km 以内。

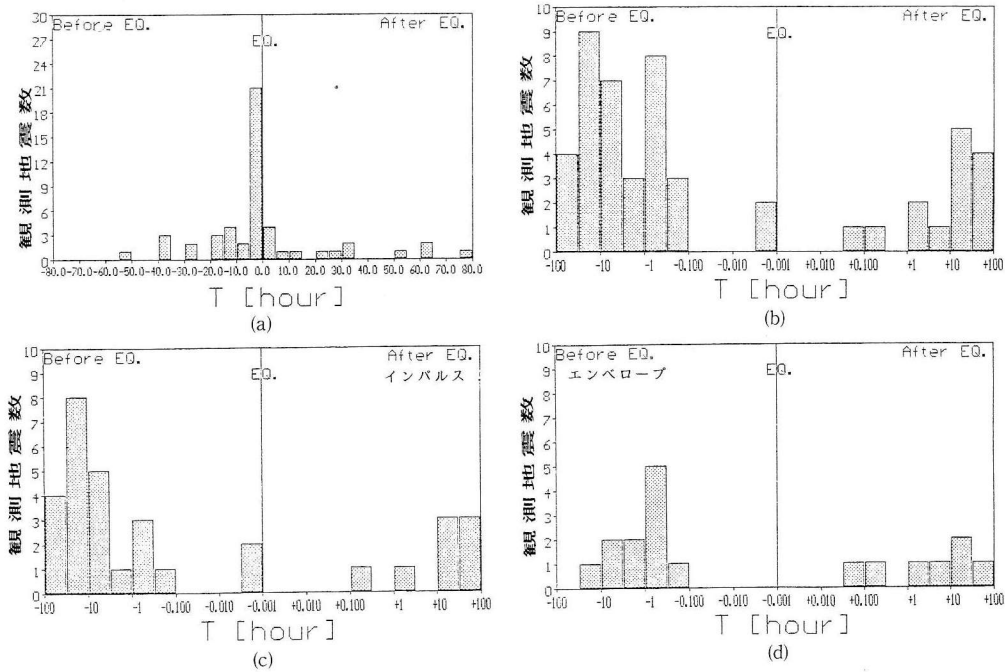


図15 (a)リニア時間軸, (b)対数時間軸で示したSEEの発生時間分布, (c)インパルスタイプ放射, (d)エンベロープタイプ放射の時間分布

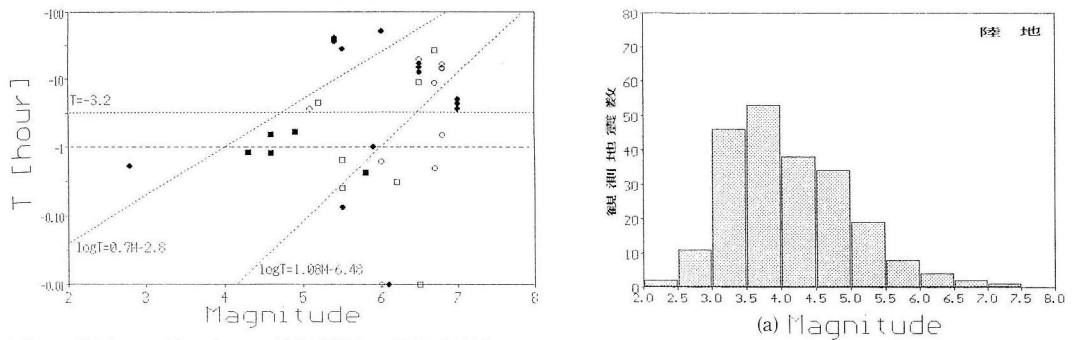


図16 地震のマグニチュードとSEEの前駆時間との関係

分布を示した図で、この図でわかるように前駆放射の発生頻度は本震前5時間以内に最も多く観測されている。本震5時間前の間の放射特性の詳細を知るために、図15(a)の時間軸を対数表示した図が(b)である。(b)から本震と同時に除くと前駆放射の最大頻度は本震前、 $T = -17.8$ 時間となる。そして統計的に見た前駆放射は、どうやら、(1)本震と同時、(2)本震前平均約33.6分、(3)本震前平均約17.8時間に発生する3つのグループに分けられるようである。図15(c)に示す $T = -17.8$ 時間のタイプはインパルスタイプが多く、同図(b)に示す $T = -33.6$ 分のはエ

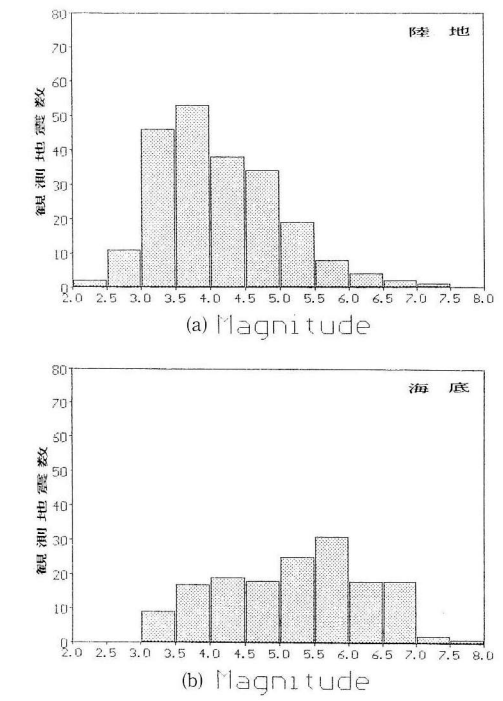


図17 震央が、(a)陸域、(b)海底にある場合のマグニチュードのSEEの発生分布特性

ンベロープタイプのものが多い。
エンベロープタイプ放射の震源の深さは一般に

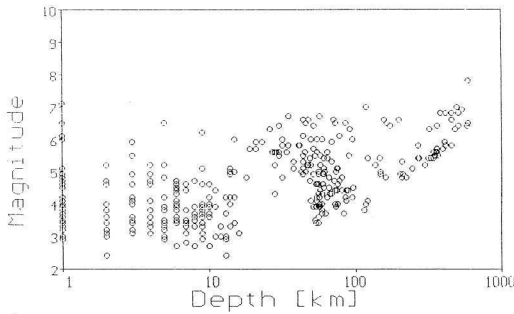


図18 観測点でSEEを受信したときの震源の深さとマグニチュードの関係

30 km 以上の深い場合が多く、そのため地震発生のかなり前から、すでに震源付近で岩石破碎が始まっても、初期には各観測点まで到達するまでに減衰して検出されない。しかし、破碎が進み、内蔵歪力が大きくなってインパルス放射の数が急増し、いよいよ各観測点で最低検出可能レベル（背景雑音スレシオールドレベル）を超えるに至ると、多数の連続したインパルスが受信機の検波時定数の関係でエンベロープ状となって初めて検出される。したがって、地震発生1時間～数十分前になって観測し始めるが、70 km を超える深い震源の地震はプレート間のサブダクションによることが多く、規模の大きい地震となることが多い。

一方、ランダム波形のインパルスタイプの前駆放射の観測時間は、通常エンベロープタイプよりはるかに長く、この場合の震源の深さは通常30 km より浅いものが多い。このタイプの放射は歪力エネルギーが増加した中で、岩石が破碎することに発生するインパルス状の放射が直接観測されるためと考えられる。

図16に、SEEの前駆観測時間と力武[Rikitaka, 1988]の地震予知の経験法則を用いた地震マグニチュードとの関係を示す。図中に示すように、前駆放射時間の分布は2つの異なる勾配の直線に添っている。左側の直線の勾配は、

$$\log T = 0.7M - 2.8 \quad \dots\dots\dots (2)$$

であり地震の震央が陸上にある場合に対応し、そして右側の直線の勾配は、

$$\log T = 1.08M - 6.48 \quad \dots\dots\dots (3)$$

であり、震央が海底に位置している場合に対応し

ている。この図は前駆時間と地震のマグニチュードとの関連について示している。マグニチュードの大きな地震の震央附近の広い区域で、岩石破碎が地震前期間のうちから進行し始めているであろう。したがって、大きなマグニチュードの地震の前駆放射がはやい時期から観測されるのである。

図17(a)は、前期の期間中に観測された地震のうち、震央が陸域にある地震の観測数を、(b)は、海底にある地震の観測数を示している。これらの図から見ると、震央が陸域にある地震のマグニチュードは $M=3.5\sim 4.0$ のものが最も多く、震央が海底にある場合は、マグニチュードが陸上の場合に比べて大きいことがわかる。

地震の震央が海底にある場合、観測点における電磁放射の最低検出レベルを超えるためには、震源域に蓄えられた歪力のエネルギーの総量は、震央が陸域にある場合より強くなければならない。その理由は、海底下の放射点からの伝送系の減衰がより大きいためで、地表で検出するためには震央が陸域にある場合に比較して歪力のエネルギーが、さらに高いことが要求される。このため、前駆放射の時間は、図17に示すように陸域の地震に比べて短くなる。

図18は、観測点で前駆放射信号を受信した地震の震源の深さとマグニチュードとの関係をプロットした図で、この図中からは何の相関も見いだすことはできない。この図の無相関の関係と、図12～13の震央から観測点までの距離とマグニチュードとの見事な相関関係を比較すると、この地震前駆SEEは震源から放射される電磁波ではなくて、震央地域の地表（地表上または地表直下）で発生する電磁波であることを示唆している。

地震前駆電磁放射現象（SEE）の発生機構の考察

SEE現象の発生機構については、当初から単純に震源領域における岩石破碎によって発生した電磁波動が地中伝播して地表に達し、地表から空間に再放射して観測されるものと考えて、その伝播機構をいろいろと研究してきた。しかし、

一般の平面波の場合、または震源を中心とした球面波とした場合の伝播損失は、土質を均一としたときの計算値より 82 kHz, 1.525 kHz の信号強度の観測値が 20~40 dB 以上大きくなり、観測結果を説明することができなかった。この現象を説明するために、筆者らは図 10 に示すように震源が断層内に水が流入し、断層内の電気伝導度が低い断層の底部にあり、発生した電磁波は断層表面の境界に沿って、TM モードの表面波として地表に伝播するとの仮説を立ててシミュレーション計算を行ってきた。しかし、表面波の伝播損失の改善は 82 kHz で、断層内の電気伝導度を 10 S/m 外側の土壌の電気伝導度を 10^4 S/m と仮定したときの最適値を取って計算した場合でも改善率は約 10 dB に留まり、もし地中伝播の場合の数 Ω という地中の電磁波の波動インピーダンスと、大気中の電磁波の波動インピーダンス (約 377 Ω) の間の大きなインピーダンス不整合によって地表において大きな損失を受け、実際の空気中への放射電界は極めて低くなってしまふ。筆者はこの矛盾を解決するための図 10 のように、地表と断層とで構成するスリットアンテナによる高効率の放射変換機構を考えて試算を試みたが、観測値を満足させる結果を得られなかった。

この点を解決するため、この問題の研究者の殆どは周波数を下げて表皮 (スキンドープ) 効果をねらい、電磁波の地中伝播損失を下げて説明しようとしているが、地表における電磁波の大気中への放射の問題を解決することを避けて通っている。とくに最近、観測経験の無い理論学者の中には 10 mHz (0.01 Hz) 以下の周波数まで下げて現象を説明し始めている。しかし、現在までの多くの観測者が ELF, VLF, LF 帯で実測していることをどう説明しようと考えているのか、不思議でならない。

筆者らの人工地震での実測結果や、海底に着底した事故潜水艦から送信される ELF, VLF 帯の救助信号の正確な位置が、航空機搭載の、または水上艦船の曳く磁力計で検出できるのに対し、電界センサーでは検出できず、潜水中の潜水艦の電界アンテナには感度が無い事実が米国海軍などの

経験等が徐々に知られ始めている。このことは、地中のエネルギーの伝送は電気伝導度の極めて高い海水中においては、電界ではなく磁界によっているとの事実を示唆している。

観測初期の 1980 年 3 月に初めて観測した 81 kHz と、VLF 帯の広帯域磁界センサーで検出したそれぞれの受信電界強度の間に殆ど差が無かった。その後 81 kHz (1982 年 5 月以後、82 kHz に移行) が受信されたときの測定結果でも ELF, VLF 帯の電界強度にそれほど差が見られないことが実証されている。

前述した実測結果は、すなわち;

- (1) 統計解析の結果は観測点の受信電磁界強度については、地震のマグニチュードと震央からの距離との間に良い相関が見られるが、地中の震源からはこれが見られない。このことは地中では電界波は減衰が非常に大きく殆ど伝播しないことを意味している。
- (2) 海中の潜水艦から送信される ELF, VLF 電磁界波を検出するときに上空・海面での磁界検出が有効であった。
- (3) ELF, VLF, LF 帯の放射磁界の実測値強度にあまり差が無い。

以上の諸点から考察すると、SEE 現象を発生させるための震源から震央までのエネルギー伝送は岩石破砕時に発生するインパルス磁場によることが強く示唆され、また放射電磁波はこの磁場によって地表附近で励起されていることが推察される。このために現在は、

- (1) このインパルス磁場の発生機構
- (2) 地中を磁場が通過するときの減衰特性
- (3) 地表附近での電磁波の発生機構

について考察を進めている。

上記の結果を考察すると、藤縄らのポアホールアンテナによる地中電界の観測は殆ど無意味と言える結果となり、代ってポアホール内の異なる深さに設置した磁力計による磁場観測こそ、今後最重要な観測項目として強く推進すべきと考えられる。

磁場によるエネルギー伝送と電磁波の発生

現在、前節で述べた(1)についての究明は未だ十分ではないが、(2)および(3)について考察した結果、比較的実測値に近い結果を得ているので、これについて述べる。図19に、この新しい電磁波の発生機構について考えるための座標を示す。今この座標上に図20に示す磁力線が発生し、この磁力線に沿ってインパルス状にオンオフを繰り返す直流状の磁場が発生する場合、地中部分の磁場の減衰を Banos (1980) により、地上部分の電磁界を Fraser-Smith (1989) の理論式を利用して算出した電磁界の理論式を構成して計算した。地上における放射電磁界強度は、図20に示す一つの磁力線ループで発生する全変位電流をマクスウェル方程式にて換算し、この項に含まれる周波数成分から発生電界を求め、この磁力線の全面積からの総放射量から地表に出ている部分の面積の比を求めて算出した。すなわち、地下部分の電磁放射部分は電界成分の吸収が大きくて伝播不可能と考え、地上部分からの電磁放射が伝播すると判断した。今、地下の構造が均一と仮定し、震源でのインパルス電流を 1 A/m^2 、電気伝導度が VLF 帯で 10^4 S/m^2 としたときの計算結果を示す。

図21(a)は、震源の深さが $d=5 \text{ km}$ としたときの磁場頂点の地上高を $h=0-5 \text{ km}$ まで変化したときの地上部分の換算電流密度が mA オーダーとなることを示しており、(b)は、 $d=10 \text{ km}$ のときの $h=0-10 \text{ km}$ のときの電流密度、(c)は $d=50 \text{ km}$ のときの $h=0-50 \text{ km}$ のときの電流密度、(d)は $d=100 \text{ km}$ のときの $h=0-50 \text{ km}$ のときの換算電流密度を示している。この方法では、 $d=100 \text{ km}$ のときの $h=5 \text{ km}$ のときの電流密度が、約 $40 \mu\text{A}$ となることわかれる。

この計算方法によれば、磁流源による電磁放射を発生させるに十分な電流量が得られる

ことを示している。なお、波長は磁力線の地上長によって決まるものと考えられ、現在、実証方法

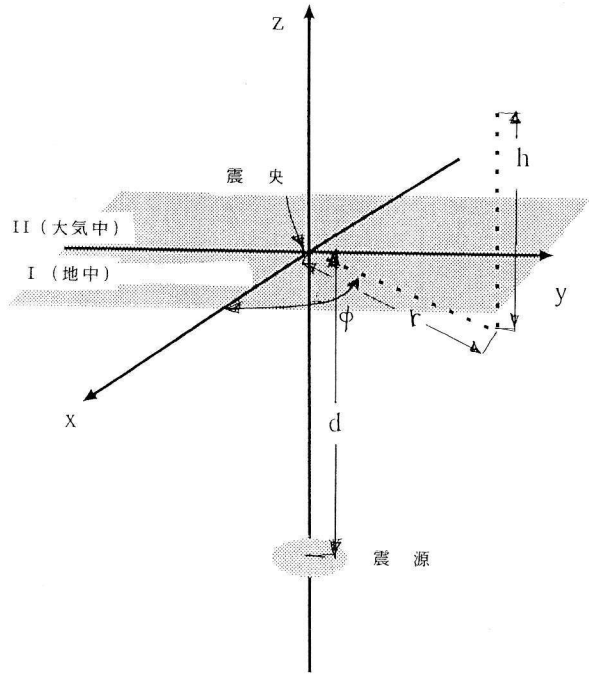


図19 電磁波の発生機構を説明する座標

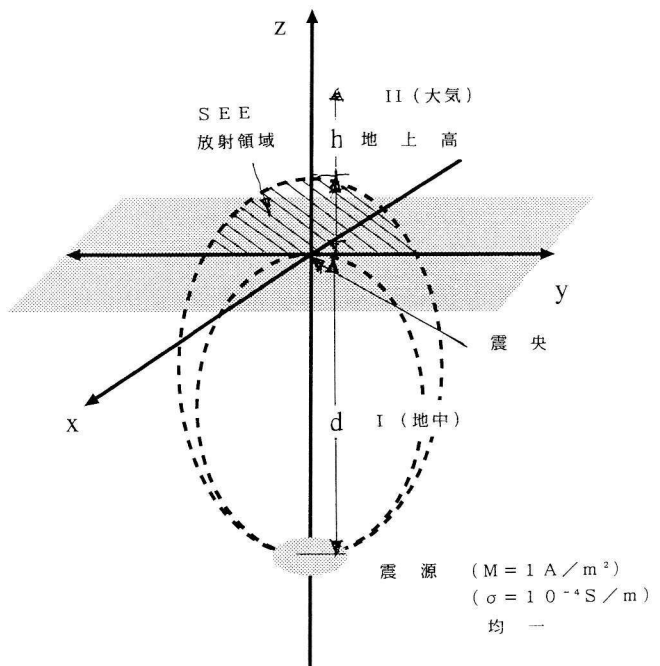
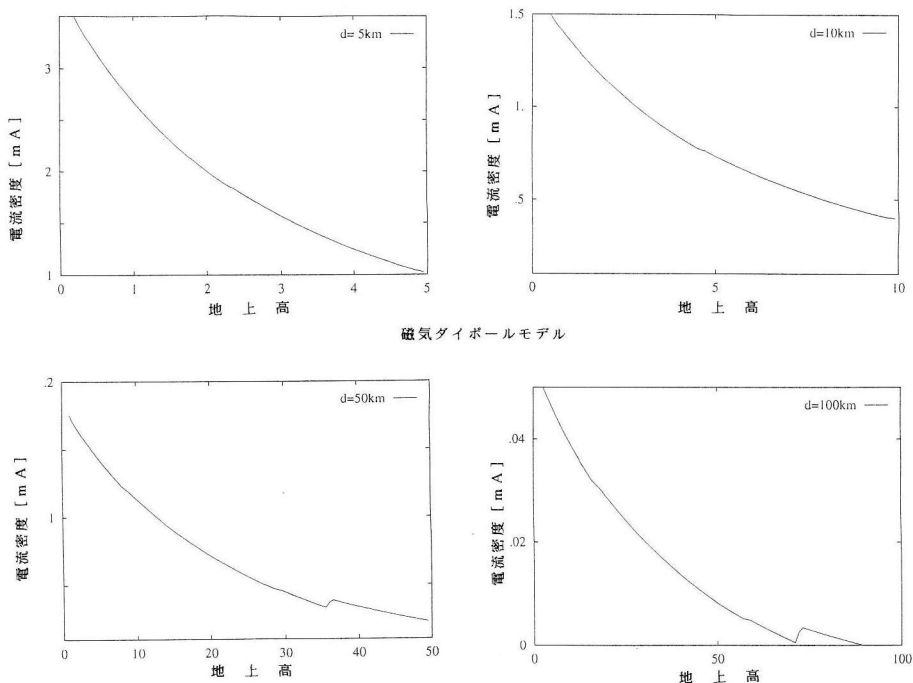


図20 震源を通る磁力線から放射する変位電流の深さ d と地上高 h 、地上の磁流源放射の関係



磁気ダイポールモデル

図21 (a)震源の深さ $d=5$ km のとき、磁場頂点の地上高を $h=0\sim 50$ km まで変化したときの地上部分の換算電流密度、(b) $d=10$ km のとき、 $h=0\sim 10$ km、(c) $d=50$ km のとき、 $h=0\sim 50$ km、(d) $d=100$ km のとき、 $h=0\sim 50$ km のときの換算電流密度

を検討中である。

図 7, 8 で示した $M=8.1$ という地震による異常ホイスラー波の発生、およびわれわれは確認していないが、旧ソ連が報告している衛星観測による磁気圏下部における電磁界の変動があるとす

ば、図 22 のように磁気圏下部に達したインパルス SEE 磁場が、その地域の地球磁場の磁力線を変調したとすればその発生の可能性を説明できる。ただし、この場合には地磁気の下側から変調できる可能範囲として、 $L < 2$ でなければならない。

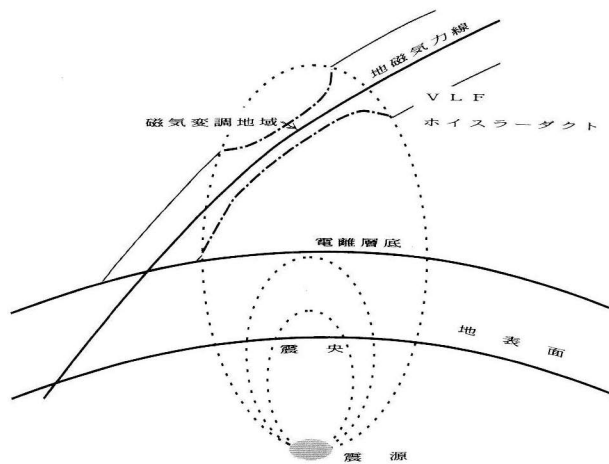


図22 磁気圏下部に達した SEE 磁場が地球磁場を変調すると考えた模式図

図 7, 8 で示した異常ホイスラーダクトの発生の可能性がある。この現象は $L < 2$ に制限される。

おわりに

1980 年に筆者らが菅平において、初めて SEE と思われる現象を実測して以来 13 年が過ぎた。最初の論文を J. G. R. に投稿したときの査読者の意見は、1 人はこの論文の内容は馬鹿げており、信用できないので絶対に採用すべきでないとのコメントを、もう 1 人の査読者はこの内容は最も新しく重要な内容を含んでいるので、ぜひ採用すべきだとのコメントを提出し、結局、エディターの裁量で掲載に漕ぎつけた経緯があった。また図 7, 8 で示したホイスラー波の異常伝播と地震との関係についての論文は 1980 年の時点で J. G. R. のエア

ロノミー（青）の査読者2名から採用拒否を受け、ついに日の目を見なかった経緯がある。

現在までの研究結果から、82 kHz 帯の地震直前に観測される電磁放射を用いた地震直前予知および震央予知の予測については、1982年2月27日の観測例が唯一の成功例であるが、震央のおよその位置推定を含んだ地震予知に使用できる可能性を示唆する結果を得た。1986年11月の伊豆大島の場合は、火山噴火の直前に地下のマグマが新しい地層に貫入するときの岩石破壊によって、パルス状の電磁放射が発生したと考えられ、またセンサーは、この発生地点から3 km 以内の至近距離に位置していたために、はっきりしたエミッシ

ョンを観測できたと思われる。

現在までの観測結果を総合してみると、SEEの発生源は震源またはマグマが移動するとき起こす岩石破砕によることは、実験室における岩石破砕実験の結果から見ても、ほぼ間違いなさそうであるとの結論を得た。したがって、岩石破壊を伴わないような小規模の地震、火山のマグマの移動では、この方法では検出不能であるかもしれないが、かなりの被害をもたらすような規模の地震では必ず岩石破砕を伴うと考えられるので、大変有効な予知手段の一つと考えられる。

この13年間のうち、旧ソ連は81 kHzの震源のSEEの発生機構と地中伝播の減衰の研究について取り組まず、もっぱら電磁放射源、観測を震央上空の電離圏・磁気圏におき、主として人工衛星などによる観測を行なってきた。一方、地上観測では1982年頃からルーマニアなどの東欧圏で観測が始まり、1985年から日本でも高橋・藤縄らがボアホールを用いた地上観測を開始し、また中国をはじめいくつかのグループによる観測が開始された。1989年のロマ・プリエタ地震では、Fraserr SmithらのスタンフォードグループがULF帯の観測器で前駆放射現象に関連した(SEE)を観測したため、世界中に一気に、この分野が注目を集めることになった。1982年以来、筆者はこの問題を広げるため、EGS、URSI、ポーランド、日本、および中国のEMCにおいて独立したセッションを設立し、今年(1993)9月6～8日に、筆者の所属する電気通信大学において、初めての国際ワークショップが開催されるに至っている。しかし、多くの国々では未だ初期の検出の有無の段階に留まり、この発生原因の物理学的検討を行なっているグループの数は極めて僅かである。

筆者らは、本論文内で詳述したように観測データを基に理論的原因究明を展開して今日に至っており、現在、この放射は震源の岩石破砕で発生した電磁波が地中伝播して震央附近で地上に放射したとした旧来の考え方は、観測データにいろいろ矛盾が現れ、筆者らの観測の統計データや他のいくつかの観測データから、電磁波の地中伝播の可

『資料・日本の地殻水平歪』 限定部数複製頒布のお知らせ

本書は、国土地理院の承認を得て、同院の技術資料F・1No.6〔日本の地殻水平歪〕を、当財団が研究資料として研究者の利便を目的とし、その複製版を限定発行したものです。

ご希望の方々のために、下記のような実費頒布を致しております。お問い合わせ下さい。

日本の地殻水平歪 国土地理院編

- 体裁 上製・柾判 本文133頁 2色刷
付録 カラー歪図 2編
- 頒布実費〔送料を含む〕 20,000円
- 申込先
〒101 東京都千代田区神田美土代町3
（財）地震予知総合研究振興会
☎03-3295-1966 FAX03-3295-1996
- 郵便振替口座 東京1-109120

なお、限定部数のため、在庫も少数となりましたので、お問い合わせ下さい。

財団法人 地震予知総合研究振興会
〒101 東京都千代田区神田美土代町3

能性と電界成分の地中の長距離の影響が殆ど否定されるに至り、この現象は筆者らの考えでは、震源で発生するインパルス的な磁場の影響で地上付近で電磁波を再放射する説明が、現在、最も観測データを理論的に説明できると考えている。また、この磁力線説を用いるとロシアの学者の言う電離圏における衛星観測の結果も、筆者らのホイスター波の異常伝播の影響も説明できる。しかし、この磁力線の発生機構については、震源で発生した電磁現象のうち、電界成分が急速な減衰を受け、磁界成分のみが地上に達していると考えられるが、その実際は未だ解明途中であり、現在、それを実証する測定方法を検討中である。この点が解明されることにより、この研究の最も困難な部分が長いトンネルから抜け出るのも間近かで、すでにゴールが見え初めていると言えよう。

日本における1985~1990年間の29例のSEE放射データを用いた統計解析の結果は、放射強度は震源の深さが30 km以上の場合に、マグニチュード $M=6.0$ 以上、震源の浅い直下型地震のときには $M=5.5$ 以上のときに検出可能であった。ただし真に残念なことは、わが国を初め世界中の低周波背景雑音レベルが、1990年以後、突然急速に増加し始め、検出レベルがマグニチュードで1レベル上昇しており、わが国では直流電気鉄道などの影響で、数ヘルツ以下の観測が不可能な点で、この分野の研究・開発が疎外され、場合によってはわが国における研究を閉ざさねばならなくなることもあり得る心配があることである。

謝 辞

この研究に際して、東大地震研の行武毅、小山の両氏、名大理学部の水谷仁、その他多くの方々の有効な助言と協力、および実際の観測と機器開発に多大の努力を賜った電通大の富沢、柴田、瀬尾の諸氏と幾多の大学院生諸氏に深甚の謝意を表する。

参考文献

- Aramaki, S., 1987, Tokyo Univ. Press, 11-15.
- Banos, A., 1966, Dipole Radiation in the Presence of a Conducting Half-Space, Pergamon, New York, 1-49, (Book).
- Chmyrec, V. M., et al., 1987, I. U. G. G. Abstr., VI: 384.
- Cress, G. O., Brady, B. T., Rowell, G. A., 1987, Geophys. Res. Letters, 14, 4, 331-334.
- Fraser-Smith, A. C. et al., 1980, Tech. Report E 715-1, Stanford Lab. 1-101.
- Gokhberg, M. B., 1984, Terra Cognita, 4, 369.
- Gokhberg, M. B., Morgounov, V. A., Aronov, E. L., 1979, Dokl. Akad. Nauk, USSR, 248.
- Gokhberg, M. B., Morgounov, V. A., Yoshino T., Tomizawa, I., 1982, J. Geophys. Res. 87, B9, 7824-7828.
- Larkina, V. I., et al., 1988, 9th Int. Wroclaw, Sympo, on EMC. 9-1, 226-236.
- Migulin, V. V., et al., 1987, I. U. G. G., Abstr., IAS-PEI, VI: 384.
- Mizutani, H. and Yamada, I., 1987, I. U. G. G. Abstr., VI: IASPEI, 384.
- Rikitake, T., 1987, Tectonophysics, 136: 256-282.
- Rikitake, T., 1988, Tectonophysics, 148: 195-282.
- Parrot, M., Lefeuvre, F., 1984, Results of ARC AD-3 Project (French), CNES, ESA, France.
- Yoshino, T., Tomizawa, I., Shibata, T., 1985, AnnalesGeophysicae, 3, 6, 727-730, EGS.
- Yoshino, T., 1986a, J. Inst. Electr. Inf. Comm. Eng. Tech. Rep., 85(313), 19-24.
- Yoshino, T., 1986b, Proc. 8th Int. Wroclaw Sympo., on EMC. 8, 5-14. Poland.
- Yoshino, T. and Tomizawa, I., 1988, 9th Int. Wroclaw Sympo. on EMC, 9-1, 237-244.
- Yoshino, T., and Tomizawa, I., 1989, Phys. of the Earth and Planetary Interiors, 57, 32-39.
- Yoshino, T., Tomizawa, I. and Seo, Y., 1990, J.G. G., 42, 225-235.
- Yoshino, T., Tomizawa, I. and Seo, Y., 1990, 10th Int. Wroclaw Sympo. on EMC. 10-2, 245-250.
- Yoshino, T., 1991, J. of Scientific Exploration, 5, 1, 121-144.
- Yoshino, T., Tomizawa, I. and Sugimoto, T., 1993, Phys. of the Earth and Planetary Interiors, 77, 21-31.
- [よしの たけお 電気通信大学電気通信学部教授]

奇妙な小地震

新潟県中魚沼郡津南町の被害

佃 爲成

1992年の暮れも押し詰まって、新潟県南部の小さな町を強震が襲った。場所は長野県境に接した中魚沼郡津南町、12月27日11時17分のことである。津南はスキー場で有名な苗場山の北登山口にあたる。地震の規模はM4.5で、気象庁の観測網では震度0（無感）の小さい地震だったにもかかわらず建物などに6億5千万円を超える大きな被害を生じた。M3～5の地震を小地震と呼ぶが、これだけの被害を与えた小地震は日本では非常に珍しい。

実は、震源地から4 kmほど南の地点に、東大地震研究所信越地震観測所が高感度地震観測点を設置していた。そのため、この地震発生前後の地震データが得られ、非常に小さい前震や数ヵ月前の前駆活動の存在、きわめて少ない余震回数など、この地震の重要な性質が明らかになった。

だが、この地震の正確な震源推定には定常観測網のデータだけでは不十分であった。

地震後、新潟大学積雪災害研究センターは、震源地付近の4ヵ所に地震計を据えた。そのデータと定常観測網のデータを組み合わせることによって、被害集中域に極近く、深さも非常に浅いことが判った。地震は上部地殻の土台を構成している花崗岩質の層ではなく、その上に厚く堆積した第三紀層で発生した。これも珍しい。小地震以上の規模の地震活動の主要破壊領域が第三紀層であったことを確認した最初の例ではなかろうか。

本稿では、この地震の概論を述べ、そこから学んだ教訓についても触れてみたい。

津南の地震の被害と地変

津南の地震は小さい割に、局所的ながら学校などの建物に甚大な損害を与えた。そして震度0という気象庁発表に対し、世間の人々やマスコミ関係者は奇怪に感じた。

上越市にある高田測候所は、震源地から西北西へ32 kmほど離れた地点にあり、気象庁の観測網ではもっとも近い観測点であったが、M4.5の地震ではこれくらいの距離になると、震動の減衰のため無感になってしまう。次に近い長野地方気象台（51 km）でも無感であった。現地の震度は計測されていないので、発表は震度0となる。建物の被害の程度から推測すると震度は最大5に達していたようである。

被害地域は津南町の西部、長野県との県境に近

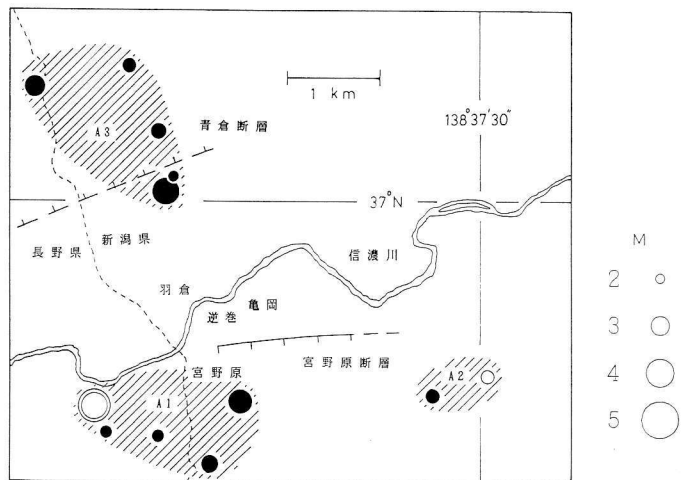


図1 震源地付近の地図

二重丸、黒丸、白丸はそれぞれ本震、余震、前駆地震。影をつけたA1、A2、A3は余震域。A1は狭義の余震を表し、A2とA3は広義の余震を表す。A2は9月の前駆活動の震源域でもある。

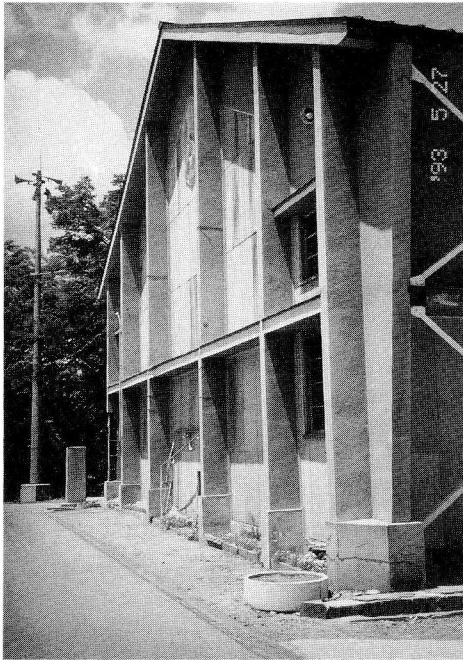


写真1 仮修復された上郷小学校体育館
(1993年5月撮影)

い信濃川南岸に開けた河岸段丘の面上にある逆巻地区を中心に1 km²の範囲に限られている(図1)。主な被害や地変を列挙すると、次のようになる。

●上郷中学校 昭和55年に建設された鉄筋2階建ての校舎である。窓のアルミサッシごと外れたり、半分以上のガラスが割れる。とくに体育館の被害がひどく、天井壁の一部が落下した。新聞報道(毎日、読売)は、屋根の雪下ろしの最中に地震に遇った人の話を伝えているが、ドーンという大きな音がして下に沈み込むような感じがし、中学校の体育館の窓が風船のようにふくらんで破裂するように割れたのを目撃したということである。発生時刻は昼間であったが、当時は冬季休暇中であり日曜日でもあったので、生徒や教職員への被害がなかったのは幸いであった。

●上郷小学校 昭和40年に建設された木造モルタル塗り3階建ての校舎である。校舎の内壁はがれ窓ガラスが割れた。また、体育館の外壁約3.3 m²はがれ落ちた(写真1)。

●国道117号線 地変としては、地盤のわずか

な隆起や多数の亀裂が生じた。逆巻地区において国道(アスファルト道)の約300 mにわたり多数の亀裂が生じた。そのうち、南側の150 mに多く、1~2 cmの隆起も生じた。山科⁷⁾によるといずれも開口性の亀裂で、中には1~2 cmの開口を示し、ほとんどは数mm以下であった。また、地盤の亀裂は中学校の校庭や小学校付近の道路にも現れた。

●その他 逆巻、宮野原、亀岡、羽倉などの集落において民家の家の造りが狂ったり、窓ガラス破損、壁のひび割れ、商品や家財道具の破損などの被害があった。そのほか宮野原地区では、消火栓に損傷、簡易水道水源パイプが破損した。羽倉地区のアスファルト町道にも亀裂が生じた。被害戸数は町全体で137に上った。東北電力の機器故障によって津南町と隣の長野県栄村では地震後約1時間停電した。

津南町役場によると被害総額は6億5156万円であった。そのうち、主なものは小学校、中学校などの公共文教施設の被害4億8660万円である。2年前に28 km北方の新潟県柏崎市と高柳町の境界付近で発生した地震(1990年12月7日、M5.4)⁵⁾では被害総額は約8億円であった。1986年11月13日北海道沼田町付近の地震(M5.3)¹⁾でも8億7千万円である。放出エネルギーでは約15~22倍大きいこれらの地震の被害額の4分の3に達する。今回はM4クラスの地震の被害規模としては格段で、日本ではM5クラスでも目立った被害がない場合がある。

高感度地震観測

逆巻地区から南に5 kmの出浦地区には、信越地震観測所の観測点がある(図2)。1982年6月10日から現地にて委託観測を開始し、同年12月6日にはテレメータ化した。現地の観測計器は民家に置かせてもらっていた。その当時、テレメータ受信局である長野の観測所では多成分記録計に余裕がなく、他の観測点のデータと一緒に記録することができなかった。津南の読取り値は単独の連続記録から得て、あとで他の観測点のデータと

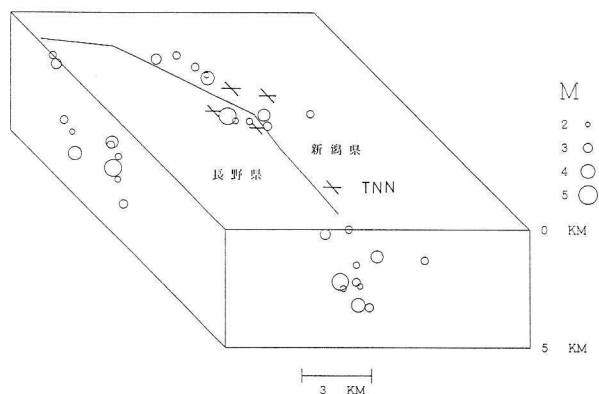


図2 余震分布と付近の観測点
最大の地震は本震。TNNは東大の常設観測点。他の+は新潟大の臨時観測点。

統合するという面倒なことをやっていた。多成分同時観測は1984年10月1日からである。その後、1 kmほど位置を変え、新たに観測局を建設し、1987年10月12日から現在まで観測を継続している(写真2)。

地域の地震活動を均質に捉えるための観測網を構成するために津南の地を選んだのであって、とくに今回のような地震をねらったものではなかった。たまたま、今回の地震の震源域に近い所に置かれていた。津南観測点のデータは、この地震には非常に小さな前震が伴われており、余震についてはこれだけの近距離における高感度観測にもかかわらず、その回数が著しく少ないことを示した。定常観測点があったればこそ得られたこのような小地震に関する貴重なデータであった。ただ、高感度観測のため振幅が振り切れてしまい、本震の波形や震度の値については情報は得られていない。現在の観測体制や予算では、低感度の観測を行なう余裕はないのである。

震源推定

信越地域には上記の津南(TNN)観測点を含む高感度観測点の常設ネットワークが張られているが、それぞれの観測点間の距離は40~50 kmとかなり離れているので、深さが10 km以下の浅い震源の場合、精密な震源決定、とくに深さの

決定には困難がある。この地域の地下の構造が、複雑で不均質の程度が著しいことがさらに問題を難しくしている。多くの観測点のP波とS波の到着時刻を矛盾なく説明する解を得ることが容易でないのである。

そこで、顕著な地震が発生した場合は、たいてい震源域に近い所に臨時のネットワークをこしらえ、余震の震源をまず精密に決定するを行なう。そして、同じ地震について広いネットワークの結果と比較し、広域ネットによる結果のずれを測るのである。本震の震源は、そのずれの量で補正する。あるいは、広域ネットの震源計算の際、各観測点の読取り値に補正を施してもよい。その補正量を余震のデータによって決定する。図1と図2に示した震源は、後者の方法によって求めたものである⁶⁾。

新潟大学が震源域付近に設置した4ヵ所の臨時観測点のデータを用いた解析を終えるまでは、震源域はもっと南の地点だと思っていた。しかも深さは10 kmぐらいだと推定していた。

信越観測所の震源決定によると本震の震央は津



写真2 東大地震研究所の津南観測点

南観測点から1~2 km 東に位置する。これが数 km の誤差を含んでいるだろうことは予想していた。深さは2 km と浅く決まっていたが、余震には10 km ぐらいに決まるものもあり、精度が悪いのであろうと思ったので、大森係数の方法で推定を試みた。S波とP波の到着時刻の差、S-P時間（初期微動継続時間ともいう）に大森係数をかけると震源距離が推定できる。この係数の値は普通8 km/秒ぐらいである。津南観測点において本震の波形は振り切れていて不明だが、余震のS-Pが多くは1.5秒前後であるから、大森係数8をかけると震源距離は12 kmとなる。震央距離が2 kmとすると、深さはピタゴラスの定理によって11 kmのはずである。震央がもっとずれて、例えば震央距離5 kmのときでも深さは9 kmに達する。実はこの地域の大森係数としては、1990年12月7日新潟県南部の地震の余震の研究から9という結果がでている。ますます震源は深くなってしま

しかし、図3に示したように余震の波形を見ると短周期成分が弱く採石発破の震動波形のように表面波らしい波が卓越していて、非常に浅い地震を想像させ、釈然としないものが長い間残っていた。

新潟大学のデータによって、謎が一挙に解けた。主な震源域は宮野原に近く、深さは2~3 kmとなった。本震はその西端に位置する。その震央は当初の推定から4.5 km ずれていた。図1と2に

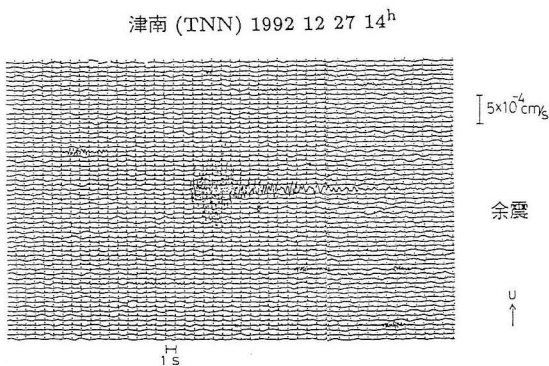


図3 余震の波形

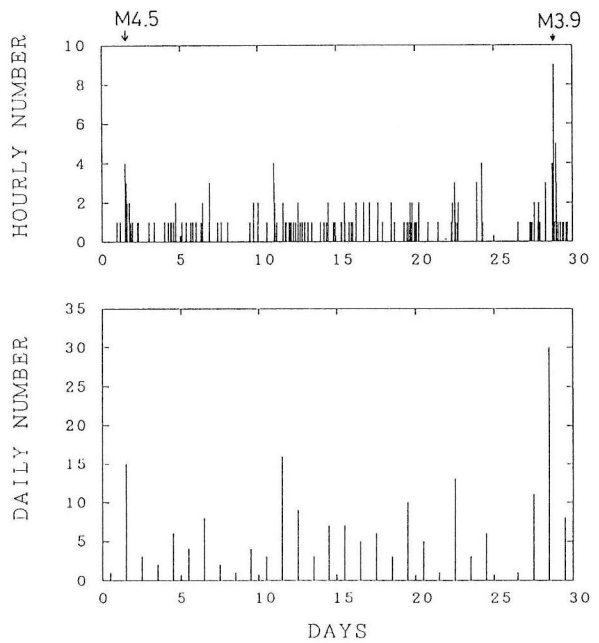


図4 前震と余震の時間別回数(上)と日別回数(下)

示した震源はP波だけのデータから決定したものである。深さについては、いくぶん不確定さがある。震央はほぼ確定したとして、S-P時間でクロスチェックをする。その際、以下のような大森係数を採用すれば、先に述べたような矛盾は生じない。

この地域の地下構造は人工地震の実験によってある程度わかっている²⁾。深さ2 km まではP波速度が3.1 km/秒、その下に4.7 km/秒の層が5~6 km まで存在する。これは、おそらく第三紀層であろう。この層がかなり厚い。6 km/秒のいわゆる花崗岩層はその下になる。大森係数kはP波、S波の速度をそれぞれ V_p 、 V_s とすると、 $k = V_p / (V_p / V_s - 1)$ となる。震源が浅いとすると V_p は3.1~4.7 km/秒で、余震について津南付近の観測点のデータから $V_p / V_s = 2.0$ と推定されるので、震源が非常に浅い場合の大森係数は3.1~4.7 km/秒となる。

余 震

今度の津南の地震では極微小地震を数えても余震がきわめて少ない(図4)。また震源決定でき

る地震は、図2に示したように本震を含めわずか11個にしかならない。比較のため隣接の長野県飯山・野沢温泉付近の地震(1987年9月14日、M4.6、深さ8km)を取り上げる。津南観測点のS-P=1.5~2秒であって、今回の地震とほぼ同じだが、震源距離は今回が5km程度なのに対し12~16kmである。飯山の地震はより遠いにもかかわらず、地震直後の余震回数は1時間当たりでも最高140回を記録した。今回は最高4回/時であった。第三紀層で発生した地震ゆえに余震が少ないのか、今まで地震活動が低調であったことと関係があるのかどうかはまだ不明である。

余震を多く伴ったり、群発地震がよく発生する地域の近傍に、余震が極端に少ない地震が発生する例は、近畿地方の京都付近や紀伊半島和歌山付近にもある。最近の事例を一つ示そう。1987年5月9日に和歌山県海草郡美里町で発生したM5.6の地震は、東大地震研究所和歌山微小地震観測所の中村正夫氏によると、きわめて余震回数が少なく、最大余震も予想されるものより格段に小さいM2.1であった。深さは余震の臨時観測の結果、5kmぐらいと推定されている。ここから10~20km西の和歌山市付近は群発的な微小地震が多発する地域として有名である。

津南観測点のS-P時間の分布には、1.5~1.6秒、1.8~2.0秒のところにピークがある。一番多い1.5~1.6秒の余震は、本震近傍(図1のA1)とその東部(A2)、2秒付近のものは北側の巣(A3)に対応する。本震近傍の巣付近には宮野原断層、北方の巣付近には青倉断層という縦ずれ型の活断層が存在する。直接関係があるとは断定できないが、これらの活断層が地殻の弱線の現れと見るならば、その付近で今回の地震活動があったことは理解しやすい。北部や東部の巣は、誘発さ

れた活動であろう。これらの巣が、だいたい3km間隔で分布するには地殻の不均質と大いに関係がある。

本震近傍の狭い意味の余震の最大余震は、12月27日12:38、M3.6である。最大余震は本震よりだいたい1小さいことが多いので、これも例外ではない。広義の余震では北部の巣(図1A3)の1993年1月23日、M3.9の地震が最大である。

前震および前駆活動

約12時間前の26日22時53分、約7時間前の27日03時54分に、それぞれM0.5程度の極微小地震が津南観測点のデータに記録された(図5)。S-P時間はいずれも主な余震と同じ1.5秒である。震源域の極近くに観測点があったために発見できた前震である。これを予め前震と判断するためには他の観測情報が必要であって、これだけでは地震予知はできない。

本震の4.0秒前にも前震があったことが、高感度観測網の波形データから読み取れる。この前震の波形が本震の波形に重なっているため、その正確なマグニチュードはわからないが、遠方へ伝播する際の波の減衰の様子を、同じ地域の地震と比

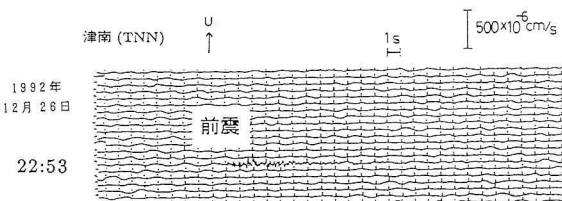


図5 前震の波形

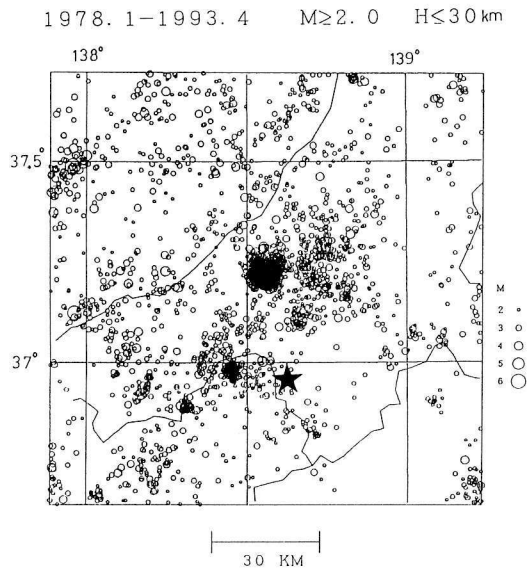


図6 微小地震分布
東大信越観測所のルーチンデータ。星印が1992年12月の津南の地震。

較すると M2.5~3 と推定される。同じく本震の初動の時刻を精密に読めないが、いくつかの観測点において、本震とその前震の初動の到着時刻の差は 0.1~0.2 秒の範囲で同一であるから、この 2 つの震源の位置はほぼ同じと見なすことにする。

津南の地震が発生した付近は、もともと地震活動が低い地域の一部である(図 6)。地震の半年前までの連続記録を隈なく捜してみたところ、S-P 時間が 1~2 秒の極微小地震が月に数回は発生していることがわかった。そのなかで 9 月には 8 回も検出され、さらに、S-P 時間が 1.6 秒のものが多い。これは、12 月 27 日の地震の震源に近い可能性が高い。実際、震源が決まる地震が 1 回(9 月 19 日 18 時 59 分, M2.5)あったが、12 月 27 日の本震のほぼ 4 km 東で発生した。

これらは広い意味の前震、あるいは前駆的地震と言える。このように津南の地震の発生には少なくとも 3 カ月前から準備を始めていたのではないかと思う。この前駆的地震活動の震源付近にも余震があった。12 月 30 日 10 時 11 分, M2.6 の地震がそれである。

背景となるテクトニクス

震源地は、信濃川沿いのいわゆる信濃川地震帯に位置する。この地震活動帯は北西-南東方向の地殻圧縮場であり、活褶曲地域、活断層密集域としてよく知られている。今度の地震はその活動域のはずれで発生した(図 6)。また、震源は浅く、4.7 km/秒層という比較的柔らかい層で発生した。信越の活褶曲地域の北西-南東方向の短縮は、この浅い層にも横からの圧力としてかかっているらしい。実際、主な地震の発震機構はだいたい横ずれ型である。本震の発震機構は、南北圧縮を示しており、地域の広域的な応力場に一致しない。北部の巣(図 1 の A 3)の最大地震はこの地域の一般的傾向である北西-南東圧縮を示す。

この地域は重力異常の急変帯の屈曲ないし不連続(銚子-直江津線)とこれに平行した、佐渡の小木から柏崎に至る微小地震の活動線の延長(こも重力異常の急変帯の屈曲)とに挟まれた地域

である。同じ地帯では、今度の地震から北へ 28 km ほどの地点で 1990 年 12 月 7 日新潟県南部の地震(M5.4)が発生している。

この地震の頃から能登半島から信越地域を含むいわゆる日本海東縁変動帯地域で地震活動が活発化したように見える。1992 年 12 月の津南の地震、1993 年 2 月 7 日の能登半島沖(M6.6)と続き、同年 7 月 12 日の北海道南西沖地震(M7.8)が発生した。1983 年の日本海中部地震の際は、その後、日本東縁地域ばかりでなく、西南日本でも地震活動が活発化した。今回はその前から日本海東縁地域の地震活動活発化の傾向が現れていたのかもしれない。

小地震の数

津南の地震のような小地震がどれくらいの頻度で発生しているのだろうか。1976 年から 1985 年の 10 年間に気象庁が観測した M4.0~5.0 の地震は全部で 3932 回ある。1 日 1 回はこの程度の地震が日本周辺で発生していることになる。今回の地震とほぼ同じ規模の M4.4~4.6 の地震は 817 回となる。これでも 5 日に 1 回ぐらいは日本のどこかで発生している。多くは太平洋側の海の地震であろう。では、信越地域を中心にした地域(北緯 36° から 39° まで、東経 137.5° から 140° まで、深さ 30 km 以下)に限ると M4.0~5.0 の地震は 37 回、M4.4~4.6 では 9 回となる。つまり、信越地域では 1 年に 1 回弱の割合で津南の地震と同程度の規模の浅い地震が発生していることになる。しかし、今回のように強い被害を伴った地震は他には 1 度もなかった。非常に浅い地震の頻度が低いことを意味するのだろうか。

一方、首都圏を例にとると、東京を中心とする地域(北緯 35.5° から 36.5° まで、東経 139.5° から 140.5° まで、深さ 30 km 以下)では上と同じ 10 年間に M4 以上の浅い地震は全く発生していない。

直下地震への対策

今回の地震は浅い直下地震であるが、同じような浅い顕著地震として、1961年2月2日の長岡の地震(M5.2)がある。震源の深さの正確な値は不明だが、水準測量の結果、大きな地表変動が認められているので、非常に浅かった(数km)と思われる。新潟から津南にかけての信濃川流域一帯にはこのような浅い地震があると思わなければならない。

比較的浅い最近の付近の地震としては、1986年8月24日の長野県東部の地震(M4.9)³⁾の深さ6.1kmや、1986年12月30日の長野県北西部の地震(M5.9)⁴⁾の深さ5.5kmという例がある。これらの地震は津南の地震より規模は大きい、花崗岩層内の深さのためか、被害は津南の地震をはるかに下回った。ちなみに、1990年12月7日の新潟県南部(柏崎市と高柳町の境界付近)の地震の深さは12.6kmであった⁵⁾。

津南の地震は、小さい地震でも非常に浅い場合は大きな震度を発生する恐れがあることを実際に示してくれた。軟弱地盤が多い首都圏などで、このような直下地震が発生すれば、大きな被害が発生するという警告である。信越地域のように浅い地震が比較的多いところでも、今回のような被害地震は希な現象である。しかし、今後このような地震が市街地直下で発生する可能性は十分ある。将来へ向けて着々と備えをし、警戒を怠らないようにしなければならない。

すでに述べたように、首都圏直下の浅い地震は現在ほとんど発生していない。潜在的な活断層の存在や、浅発直下地震と思われる安政の江戸地震のような歴史地震の存在が暗示するように、そのような地震が今後も全く発生しないとは思えないので、いずれ大中小の規模の浅い地震があると覚悟しておいたほうがよい。小地震であっても、地形的に震動を増幅するような地点や地盤が柔らかい地点では、強い震動が発生しかねない。

今度の地震は、観測点のすぐそばであったから観測情報を地元を提供することができたし、小地震の貴重な研究資料が得られたが、現在の地震観測網はまだまだ手薄である。現在、日本全体に200~230の高感度観測点が大学で運営されてい

る。地殻構造の不均質性に対応して地殻上部の浅い地震の震源を1km程度の精度で震源決定し、M0~1の微小地震の検知能力をアップして前震や異常地殻活動の指標としての極微小地震活動を監視し、地震発生場の精密な研究をするためには、少なくとも20km間隔の観測網が必要である。これを全国に網羅すると1000点になる。各種の自動化によって地震活動監視の効率を上げるためにも、高密度の観測網が必須である。科学思想の問題にも関わるが、基本的な量のわずかな変化を自然現象から見いだしていく観測事業は大切である。低感度あるいは強震観測網も広げたい。その将来について、どういう体制で行なうかも含めて今後議論を深めるべきだと思う。

本稿をまとめるにあたって、新潟大学の木村靖衛氏をはじめ、東大地震研究所の山科健一郎氏、橋本信一氏、津南町役場の方々に情報を提供していただいた。最後にお礼を申し上げたい。

参考文献

- 1) 北海道地区自然災害科学資料センター、1987、北海道地区自然災害科学資料センター報告、Vol. 1.
- 2) Ikami, A. et al., 1986, A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, central Japan, J. Phys. earth, 34, 457-474.
- 3) 佃 為成ほか、1988、長野県東部の地震(1986年、M4.9)及びそれに伴った地震群の活動特性とそのテクトニクスの意味、地震研究所彙報、63, 237-272.
- 4) 佃 為成ほか、1989、広義の前震・余震活動を伴った1986年長野県北西部大町付近の地震(M4.9)の震源過程と地震テクトニクス、地震研究所彙報、64, 433-456.
- 5) 佃 為成ほか、1992、1990年新潟県南部の地震(M5.4)の構造化された前兆の空白域と余震域、地震研究所彙報、67, 361-388.
- 6) Tsukuda, T. and Y. Oki, 1993, A destructive shallow small earthquake The 1992 Tsunan earthquake of M4.5 in southern Niigata Prefecture (準備中).
- 7) 山科健一郎、1993、新潟県津南町付近の地震について。

[つくだ ためしげ 東京大学地震研究所助教授]

地磁気と地震・火山噴火

大志万直人

地磁気と地震・火山噴火の関わりを扱う地球電磁気学の分野は、「テクトノマグネティズム (Tectonomagnetism)」と呼ばれて来た。この言葉は、Nagata (1969) の命名による。ながらくこの言葉の日本語訳がなかったが、最近では「電磁気」の「電」の領域である「Tectonoelectricity」と合わせて、「地殻活動電磁気学」という言葉で総称されることが多い。

そして、とくに、変化を引き起こす直接の原因が地震の場合には、つまり地震に伴った地磁気変化を「地震地磁気効果」として、また、直接の原因が火山の場合には、つまり火山噴火（広くは火山活動）に伴った地磁気変化を「火山地磁気効果」と分類して取り扱っている。

ここでは、主として日本国内での、これまでの成果を基にして「地磁気と地震・火山噴火」の関わりについて述べる。

プロトン磁力計以前

磁力というものは、何か不思議な未知の力を感じさせるものようである。そういうことが原因というわけでもないだろうが、日本でも、地震に関連した磁石の話が残っている。

『安政見聞録』の中に、「安政2年の江戸地震 (M=6.9, 1855) の約2時間前に、浅草の眼鏡屋にあった、大きな馬蹄形磁石に吸い付けられていた釘や錠前などがみな落ちてしまった」という話が載っている。

地震の前に、地磁気が大きく変化して、吸い付けられていたものを振り落としたのであろうか？とにかく、これが、磁気と地震の関係を記した日本最古の記述であろう。

磁場はベクトル量であるから、ある場所での地

磁気も、その強さと、その方向によって規定される。方向を示す量として偏角と伏角がある。偏角は水平面内で磁場方向と真北方向とがなす角であり、伏角は水平面と磁場方向とのなす角である。つまり、偏角は、磁気コンパスの針が指す方向の真北からのズレの角度を示す。また、コンパスの針が指す方向は、水平面から少し下を向いた方向（北半球では）を指す、その向きを水平面から計った角度が、伏角である。もっとも、市販の磁気コンパスは、あらかじめコンパスの針が水平を保つように工夫されている。

地球磁場の強さ、つまり磁場ベクトルの大きさは、全磁力と呼ばれる。地表での全磁力は、日本国内でさえ、場所場所で違うが、例えば、関東周辺では、約4万5500 nT [ナノ・テスラ] である。

科学的な計測を基にした地震地磁気効果の報告例の古いものは、東京帝国大学の田中館愛橘、長岡半太郎らにより報告された、濃尾地震 (M=7.9, 1891年) の前後で900 nT を越える地磁気の変化である。

さらに日本では、60年代後半までに、日本で発生した地震に伴う地磁気変化の報告が相継いだ (例えば、Kato [1939])。しかし、そういった報告を取りまとめて、Rikitake (1968) は昔の測定法に欠陥があったことを指摘した。過去に報告された地震に伴う地磁気変化を年代順にプロットしたところ、その値が、200分の1以下にまで、はっきりと年代とともに減少していることが示されたのである。これは、測定器の発展とともに、その測定精度が向上したことに通ずる。

とくに、1950年代後半に開発された、プロトン磁力計による観測がなされるようになって以来、報告された地震に伴う地磁気変化は、10 nT 程度になった。この変化量は、その場所での全磁力値

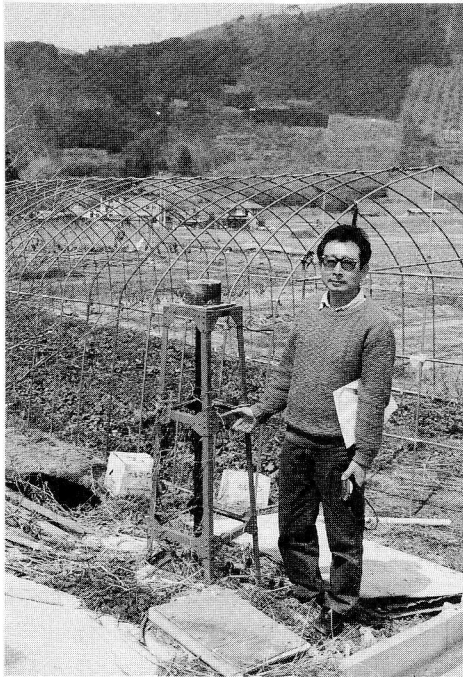


写真1 今でも現地に残っている松代群発地震の際に使用されたプロトン磁力計のセンサー台もちろん、ビニールハウスの骨組みは、当時はなかった。

センサー台に向かって右側は、当時、大学院生として観測に参加していた東京大学地震研究所の笹井洋一氏。

のせいぜい0.02%にすぎない。

プロトン磁力計は、水中のプロトンの歳差運動の周波数が地球磁場の強さに比例することを利用した磁力計である。プロトン磁力計は磁場をベクトル量として測定できないが、その測定原理により、それまで悩みのタネだった、磁力計の温度依存性や、メカニカルな原因による経年変化などから、磁力計使用者を開放し、1~0.25 nTの精度で長期間絶対観測を容易に行なうことを可能にしたのである。

逆に言えば、プロトン磁力計が登場して初めて、長期的に非常に安定したデータを得ることができ、その結果、地震に伴う非常に微小な地磁気変化を、精度良く検出できるようになったと言えるかもしれない。

プロトン磁力計を、現象が起きている現場に何台も持ち出した、日本で最初の本格的な観測は、

1965~66年の松代群発地震に関わる観測であろう。数十台のプロトン磁力計を狭い地域に投入し、局所的地磁気変化を面的にモニターできるようになったのは、ここ10年のことであるから、当時、6台のプロトン磁力計を松代地域に展開できたということは、特筆すべきことであった。この観測により、地震活動に対応した、全磁力変化が検出されている（例えば、Rikitake, 1968）。

一方、火山噴火に伴う地磁気変化に関しては、日本では、伊豆大島の三原山噴火に関連する地磁気観測が古くから、かつ継続して行なわれてきた。伊豆大島の1950年の三原山噴火では、噴火前後の2回の繰り返し測量により伏角が最大30分程度も減少した。この伏角の減少域は、ほぼ全島に広がり三原山の南側近傍に最大の減少域を持つように分布していることが明かにされた（Rikitake, 1951）。

さらに続く53~54年の噴火では、51年から開始されていた偏角の連続観測により、偏角の異常な西偏が報告され（Yokoyama, 1954; 1955）、その後の小規模な活動に伴っても、同様な変化が報告されている（Yukutake and Yabu, 1962）。そして、51~69年の期間全体としての変化の傾向は、非常に緩やかな東偏を示し、火山活動の低下（山体の冷却化）と調和的であると説明されている（Yokoyama, 1969）。

また、1940年の三宅島噴火に伴って、地磁気鉛直成分で500 nTもの減少が報告されていて（Takahashi and Hirano, 1941）、62年の三宅島噴火でも、噴火の前後で伏角は大きく変化すると報告された（Kato and Muroi, 1963）。

これら火山地磁気効果についても、上で述べたRikitake（1968）の指摘が当てはまるかもしれない。事実、83年の三宅島噴火に伴って、プロトン磁力計により観測された全磁力変化は、40、62年の噴火に伴った変化より遥かに小さい（笹井他 [1984]）。しかし、少なくとも地震地磁気効果より火山地磁気効果のほうが大きいことは事実である。

なぜ地震・火山噴火に伴い 地磁気が変化するのか

地震・火山噴火に伴って地磁気が増加するプロセスとして、以下のような事柄が考えられる。

- (1) 温度変化による岩石に磁化の消失、または磁化の獲得
- (2) 応力変化による岩石の磁化変化
- (3) 岩石が破碎されることによって、見掛け上磁化を失う。

一般的に、岩石は次の2種類の磁性を持っている。その一つは、外部から磁場を加えたときだけに生じる誘導磁化で、同一磁場の場合、岩石の持つ帯磁率によりその大きさが規定される。したがって岩石が地球磁場中にあれば、その岩石の帯磁率に応じた誘導磁化を持つことになる。

これに対して、外部から磁場を与えなくとも、自ら持っている磁化が残留磁化である。それぞれの強さの比率は、もちろん岩石の種類により様々であるが、火山岩では、ほとんど、残留磁化のほうが誘導磁化より大きい。

上にあげた(1)~(3)のプロセスは、岩石が磁化を持っているということが大前提で、この磁化自体の変化が、地表で地球磁場変化となって現われるのである。つまり岩石の磁化をどのように変化させるかが、タネなのである。

磁性体を加熱していくと、ある温度で磁性を失ってしまう。この磁性を失う温度をキュリー温度と呼ぶ。また逆に高い温度から温度を下げていき、キュリー温度以下にまで下がると、再び磁性を取り戻す。これが上にあげた4つの内の、(1)のプロセスである。例えば、陸上の溶岩類のキュリー温度は、だいたい400~500°Cである。

室内実験により、岩石試料に一軸圧縮を加えたとき、残留磁化の圧縮軸に並行な成分は減少し、圧縮軸に直角方向の成分は増加することが明かにされている(ピエゾ磁化)。残留磁化の圧縮軸に並行な成分の応力変化に対する変化率(磁化応力係数)は、 $1 \times 10^{-4} \text{1/bar}$ 程度である。直角成分の変化率は、並行成分の変化率の半分である。岩

石の帯磁率も、同じように応力変化に対して変化するため、誘導磁化に対しても残留磁化と同様なことが期待できる。いずれにしても、応力変化により岩石磁化は変化する(プロセス(2))。

したがって、応力変化の分布さえ与えられれば、原理的には、地表でどの程度地磁気が増加するかを見積もることができる。その解析的な取り扱いについては、Sasai (1991b)により集大成された。

プロセスの3番目は、とくに火山噴火の場合に可能性のあるプロセスである。ある領域の岩体が、なんらかの原因で破碎され、各々の岩石微小片が、ランダムな方向を向くようなことが起これば、岩石微小片自体の磁化は失われていなくても、岩体全体の巨視的な磁化が減少し得る。もしくは、岩石が破碎され、吹き飛ばされ、ある空間の磁化が本当になくなってしまっても考えられる。

実は、地震・火山噴火に伴って地磁気が増加するプロセスとして、上の3つのプロセスとは根本的に異なる機構として界面動電現象が考えられるが、後で述べる例は、そのプロセスが(1)~(3)のものばかりなので、ここでは詳しく触れないことにする。

プロセス(2)による地磁気変化を考える場合、変化の大きさを支配する磁気パラメータは、岩石の磁化と磁化応力係数である。この内、磁化応力係数は、これまでに実験室内で小さな岩石試料を用いて得られた値の平均値を採用することが多かった。しかし本当は、少なくとも一度は、地磁気観測を通して、自然な状態にある岩石の磁化応力係数を直接見積もるべきであろう。

●野外での実験——すでに70年代から外国では、繰り返し測量を用いて、ダム水位変化に伴う地磁気変化を検出する研究が数例行なわれている。これは野外での岩石圧縮実験と言える。

しかし、Davis (1974)は、全磁力変化の観測値とモデルから計算した変化との比較により、地表でサンプリングした岩石の磁化の強さよりも、かなり大きな磁化の値を持つ岩石が地下に存在しなければ、観測値を説明できないことを指摘しているが、観測から逆に、岩石の磁化応力係数を見

積もるところまでは行っていない。

地表での地磁気観測から逆に、地下の岩石の磁化応力係数を見積もることを目的として、大志万他(1991)は鳥取県の菅沢ダム周辺にプロトン磁力計を3台設置して、89年から連続観測を開始した。このダムでは、毎年8~9月にかけて、30m近く水位が低下する。これを利用し、毎年1回だけ岩石の圧縮実験を行なおうというものである。

図1に測点での水位変化と全磁力変化の相関を示す。水位が下がると全磁力が増加することが見て取れる。30mの水位低下に対して、1nT程度の増加である。菅沢ダム周辺の3測点での、水位変化に対する全磁力の変化率を、過去に外国で得られた結果とともに表1に示す。

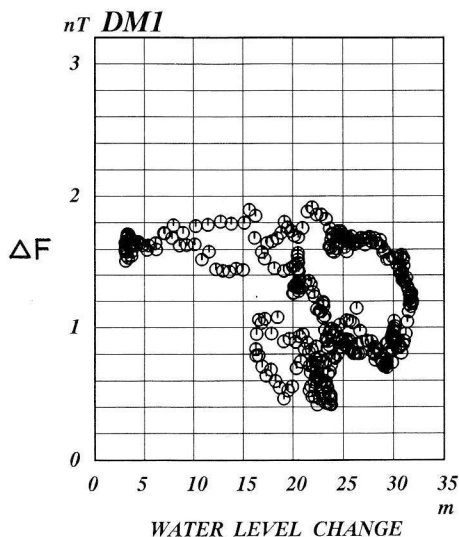


図1 水位の上昇に対する全磁力の変化
縦軸・横軸ともに、変化の相対量を表す。

表1 水位の上昇に対する全磁力変化の割合

測点(または出典)	α [nT/m]
鳥取 菅沢ダム	
DM1	-0.019
DM2	-0.008
DM3	-0.065
Davis and Stacey (1972)	-0.040 *
Abdullabekov et al. (1979)	-0.085 **
Brennan and Hastie (1979)	-0.019 *
Zhan (1979)	-0.280

(* : 水量変化より水位に換算したもの。)

モデル計算を行なって、水位変化から期待される全磁力変化を見積もったところ、岩石の磁化の値をかなり高めの設定し、かつ、実際の菅沢ダムの水位変化の三倍強もの水位変化を仮定しなければ、観測値を説明できないことが判明した。

すでに表1に示したように、外国での観測例でもほぼ同程度の水位に対する変化率が求められている。もし、岩石の帯磁に総ての原因を押しつける立場を取るなら、どのダムの観測例も、たまたま非常に岩石の帯磁の大きい場所でなされたと結論しなければならなくなる。したがって、菅沢ダムでの観測結果および外国での結果を総合的に、かつ合理的に解釈するためには、地殻を構成する平均的な岩石の磁化応力係数は、実験室で求められた代表的な値 1×10^{-4} 1/bar より一桁程度大きくなくてはならないと大志万他(1991)では結論付けている。

プロトン磁力計以後

(1) 群発地震に伴う地磁気変化 これまでの成果すべてについて詳細に述べることは不可能なので、ここでは、群発地震に関連した地磁気変化ということにテーマを絞って、松代群発地震、伊豆半島東方沖での群発活動、西表島での群発地震活動に伴った全磁力変化について述べる。

●松代群発地震——1965~66年の松代群発地震の例では、すでに上に述べたように、プロトン磁力計により、地震活動度の消長に対応した全磁力変化が検出されている。1966年8~9月の地震活動の増加にともない、地表に現われた fissure zone をはさんで南に位置する観測点(地理的には皆神山の南)では、全磁力が5nTほど増加し、この観測点から6kmほど北に位置する観測点では、逆に約5nT減少した。この期間は、やはり地震活動の一つのピークであった1966年4~5月の期間より、水準測量・辺長測量・傾斜計により明らかにされた地殻変動の変化速度が大きかった。

最初、Stuart and Johnston (1975)らは、松代で観測された全磁力変化を「マグマの貫入」

により説明を試みたが、この考えは後に否定されるに至った。さらに、Mizutani and Ishido (1976)らは、界面動電現象を用い観測された全磁力変化の説明を試みた。この界面動電現象は新しい局所的地磁気変化の原因論として注目されたが、Murakami (1989)による詳細な検討により、やはり否定されるに至っている。

一方、萩原 (1977)は松代群発地震の際の異常隆起を説明するために、火山学で用いられていた茂木モデルをマイクロクラックの分布という、必ずしも火山性ではない力学イメージに発展させ、現在複合茂木モデルと呼ばれるモデルを提出した。複合茂木モデルは、多数の膨脹するマイクロクラック (小球で近似する)がある深さを中心にガウス分布しているとするものである。萩原はこのモデルにより、松代群発地震における、隆起と重力変化の関係をみごとに説明した。

この複合、茂木モデルによって、基本的に松代群発地震の際の全磁力変化も説明できる (Sasai, 1991a, b)。電磁気学的複合茂木モデルによれば、地殻内のキュリー点温度の深さが、その分布中心より十分深ければ、隆起の中心付近から南側で全磁力の増加、北側に全磁力の減少域が現われる。これは観測された全磁力変化を基本的に説明する。

●伊豆東方沖群発地震——1974年の伊豆半島沖地震 ($M=6.9$)発生を契機として、伊豆半島およびその周辺では、地殻活動が活発化した。76年に実施された水準測量の結果、半島東部地域に地殻の異常隆起域が存在することが判明した。伊東験潮所の記録から推測すると、隆起は、74年の終わりごろから始まっていた (国土地理院, 1976)。

この地殻隆起は、隆起の中心・隆起量に多少の変動はあるものの、依然として継続している。78年1月の伊豆大島近海地震 ($M=7.0$)の発生の後、その年の11月下旬から、その後の間欠的な一連の「伊豆半島東方沖群発地震」の始まりとなる活動が川奈崎沖で発生した。こういった経緯の中、1976年以来伊豆半島では、全磁力観測が行われてきたが、80年代に入り連続観測点が増強され半島東部地域に6点に、さらに87年から

は、7点の全磁力連続観測点により、全磁力変化がモニターされていた。例えば、笹井 (1991)にその観測成果の報告がなされている。

84~87年は、伊豆半島東部の地殻隆起の中心が、伊豆東海岸に移っていた。連続観測と繰り返し測量により、この同じ期間に、伊東市吉田・新井を含むかなり広い伊豆東海岸地域で、全磁力が減少していることが明かにされた (Sasai, 1989)。吉田・新井にある連続観測点のデータを見ると、この期間ほとんど同一の割合いで、全磁力が減少していたことがわかる。この減少は、新井では89年の伊東沖海底噴火に至るまで続くのに対して、吉田では、全磁力の減少が止まってしまう。そして、新井で続いている全磁力減少と対になる形で、87年頃から初島の観測点で顕著な全磁力増加が始まり、89年7月に伊東沖の海底噴火に至った。

この対を成す全磁力変化から、初島と新井の両地点にはさまれる群発地震域に、マグマがダイク状に貫入したため、その周辺で熱による岩石磁化の消磁が続いていたと推定されている。熱消磁域を中心にして、北に位置する観測点の初島で全磁力の増加が、南に位置する観測点の新井で全磁力の減少が期待できるからである。

●西表島群発地震——1992年8月20日、西表島の西岸沖で群発地震が発生した。この群発活動は、10日ほどで終息したが、この活動域の約20kmほど東では、91年1月から、やはり群発地震が起こり、その活動は、その年の5月まで続いている。

92年9月17日になり、再び群発地震が始まったが、その震源域は、西表島北西の陸域に分布する1991年1月~5月の期間の震源域に隣接して、主として海域に北西方向に直線上に延びる形で分布し (永岡, 1993)、10月からは、陸域に震源が移動した。

この群発地震活動域に、全磁力連続観測点2点と繰り返し測量点14点を、92年11月に新しく設置し、全磁力観測を開始した。西表島西海岸での全磁力観測点分布図を図2に示す。●印が連続観測点で、○印のI01~I14が測量点である。連

続観測点は、1点は基準点とするため震源域から比較的離れた、船浦（FNR）に、またもう1点は、活動域内の干立（HDT）に設置した。

図3に92年11月～93年6月中旬の期間のHDTとFNR間の地点差の変化を示す。地点差は、夜間値を用いた単純差平均である。磁気擾乱によると思われる数日程度の周期の小さな変動が見られるものの、HDT-FNRの地点差は、その変化量は非常にわずかではあるが93年1月まで、一定の割合で減少したことがわかる。そして、ほぼ完全に群発活動が鎮静化してしまった2月以降は、全磁力減少が完全に止まり、一定値を保ったままになっている。

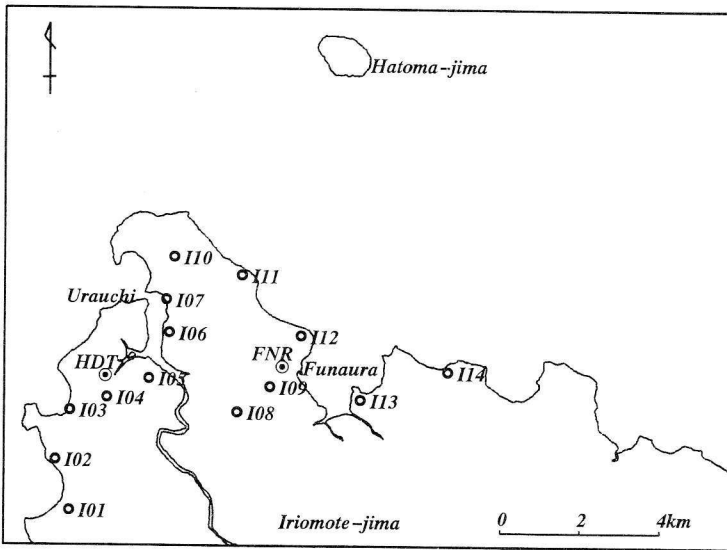


図2 西表島でのプロトン磁力計による全磁力観測点と繰り返し測量点の分布

減少している約3ヶ月間の期間の変化の割り合いを、年変化率に直すと -7.0 nT/年 となる。2測点間隔が4 km程度ということを考えれば、この年変化率はかなり大きい。残念ながら、92年11月と93年1月に行なった2回の繰り返し測量では、変化量が小さいこともあり、有意な全磁力変化の空間パターンを検出できなかった。このため、HDTで観測されている全磁力の減少を定量的に議論し、そのソース、さらには、その原因を特定することは難しいが2, 3のプロセスの例を検討してみよう。

例えば、松代群発地震のところで説明したような、複合茂木モデルを考え、多数の膨脹するクラ

ックが今回の地震活動域内のどこかを中心としてある深さにガウス分布しているとすると、地殻内のキュリー点温度の深さが、その分布中心より十分深ければ、隆起の中心付近から南側で全磁力の増加、北側に全磁力の減少域が現われる。しかし、国土地理院の実施した水準測量によれば、隆起域は見つかっていない。むしろ、走向がNW-SEで傾斜が 65° の面上にきれいに分布した震源分布に一致するような位置に西落ちの正断層を仮定するとうまく説明できるような、西側の相対的な4 cmの沈下が観測されている（多田、

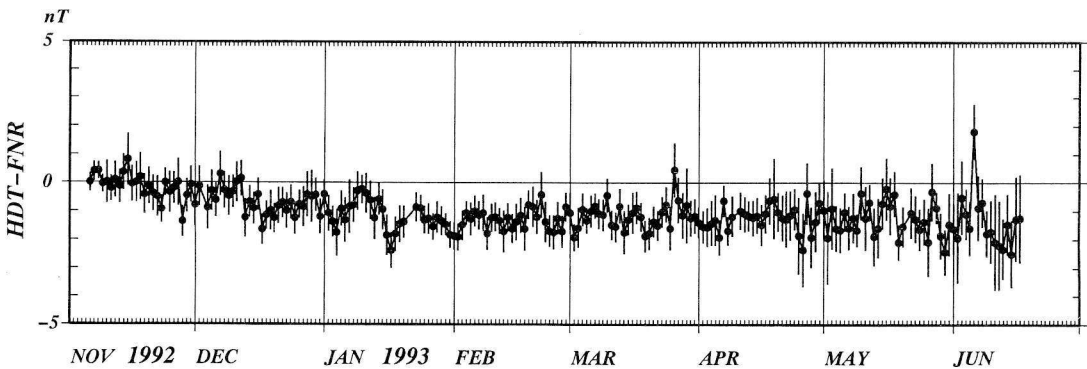


図3 FNRを基準としたHDTでの全磁力変化（夜間値による単純差日平均）[1992年11月～1993年6月]

1993). 観測された全磁力の減少も、複合茂木モデルのソースを NS-SE 方向に分布している震央分布の南東の端付近に置かない限り説明できない。

次に、89 年の伊東沖の海底噴火の際に観測された地殻変動を、最も良く説明する Okada and Yamamoto (1991) が提出したモデルに用いられている開口割れ目の可能性はどうであろうか。主に北西-南東方向の直線上に延びる震央分布の中央部に、その分布に並行に開口割れ目が発達していて、そのための応力変化があるとすると、Sasai (1991b) の結果によれば、割れ目の南東の端を中心として、全磁力増加域が、北西の端を中心として、減少域が発達するはずである。割れ目の位置をかなり南東側にずらせば観測点 HDT での減少を説明できなくはないが、線状に延びた震央分布から考えると、HDT 出の減少を説明するために、割れ目の位置を南東側にずらすのには無理がある。

また震源分布・水準測量から想定される、正断層運動による全磁力変化を検討しても、その可能性は低い。全磁力の減少した測点のみで、全磁力増加域を検出できなかった訳であるから、消磁域をどのように設定するか、かなり任意性があるものの、温度変化、つまり熱消磁による可能性がかなり高いようである。

例えば、主として、北西-南東方向の直線上に延びる震央分布の中央部に、分布に並行になんらかの構造線(面)が生じ(正断層の存在が指摘されている)、深部から熱水などによる熱の移動がこの構造面を通して行なわれ、その周辺の岩石磁化が消磁を受けたとして全磁力変化を考えると、HDT での全磁力減少を無理なく説明できる。

今回の群発活動に際して観測された全磁力減少が、いつから始まったのかが明らかでないのは、残念なことである。できれば、全磁力連続観測により、次の群発活動の最初から、その変化の推移をモニターしたいところである。群発活動を発生させる原因についての極めて重要な情報を与えるに違いない。

(2) 火山噴火に伴う地磁気変化 プロトン磁力計を用いた連続観測により、噴火に伴う全磁力

変化が観測されたという点で、ここでは、伊豆大島噴火の例と、雲仙火山の例を紹介する。

●伊豆大島噴火——1986 年 11 月には伊豆大島の三原山が噴火した。Yukutake et al. (1990a) は伊豆大島の野増にある全磁力観測点での 68~78 年の期間の地磁気経年変化が、島外の観測点に比べ、その減少傾向が異常に大きかったことを指摘している。この異常な減少傾向は、80 年頃から正常な減少傾向に戻っている。76 年から稼働していた、島内の他の連続観測点でも 78 年までの期間、野増での変化と同じ傾向が見られたことから、伊豆大島全島に広がった異常な傾向であったようである。

伊豆大島内の地磁気経年変化の様子が正常な状態に戻ったころの 81 年から、三原山南麓カルデラ内の測点だけが、異常な全磁力減少を示し始めた。その減少割合は、 -5.3 nT/年 で、86 年までに総変化量が 27 nT にもなった。さらに、噴火の約 6 ヶ月前から全磁力減少が加速化した。しかし、86 年 6 月からこの測点の南約 200 m に設置された連続観測点では、減少量がわずかだった(例えば、Yukutake et al., 1990b)。このことは、地磁気変化を引き起こして、その原因が三原山の近くにあることを示している。そして、三原山に南側で、全磁力が減少していることから、やはり三原山近くの地下のある領域の磁化が、熱消磁によって消滅したと考えれば説明がつく(浜野, 1987)。

この長期的な噴火前兆変化を示した同じ測点で、86 年 11 月 15 日の山頂噴火に伴って短時間の内に起こった全磁力変化も観測されている。山頂噴火開始後約 20 分から 1 時間間に、おおよそ 8 nT だけ全磁力が減少した。また、この測点から 200 m 南の観測点では、約 2 nT の減少が検出されただけであった。これら測点のプロトン磁力計は、21 日までの山頂噴火の間に破壊されてしまった。

しかし、11 月 21 日に起こった、割れ目噴火に際しては、三原山から南東に 2 km の測点で 10 nT 以上の減少、また野増で約 3 nT の増加が連続観測により検出されている(Sasai et al.,

1990).

さらに, Hamano et al. (1990) は, 噴火後の変化も, カルデラ内に設置された6台のプロトン磁力計により, 噴火後1年にわたり熱による消磁効果が続いていることを明かにしている. 三原山に最も近い南麓の測点での変化が最も大きく, 9ヶ月の期間で, 130 nTの減少, 測点が南に遠ざかるに従い, 45 nT, 30 nTの減少が観測されている.

●雲仙火山——現在も噴火活動が続き, 甚大な被害をもたらしている雲仙火山において, Tanaka (1993) は精力的な観測を続け, 火山地磁気効果の研究にとり重要な成果をあげている. ここでは, Tanaka(1993)の成果について少し詳しく述べる.

1990年11月に約200年の静穏期から目覚め, 雲仙火山は, 地獄跡火口(図4のJ-crater)と九十九島火口(図4のK-crater)から噴火し, その活動を開始した. 91年の2月には, 地獄跡火口から150m西の屏風岩火口(図4のB-crater)で噴火が始まり, 91年5月中旬に地獄跡火口で溶岩ドームが出現し, 度重なる火砕流の発生となり, 現在に至っている.

すでに雲仙岳周辺では, 86年から繰り返し測量が定期的に行なわれていたが, 91年1月から, 観測中心を普賢岳周辺に絞り, プロトン磁力計に

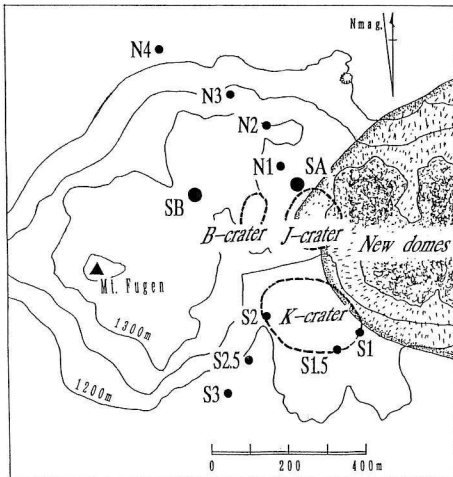


図4 雲仙普賢岳東に出現した火口・溶岩ドームおよびその周辺の全磁力連続観測点N1~N4, S1~S3の分布(Tanaka [1993]による)

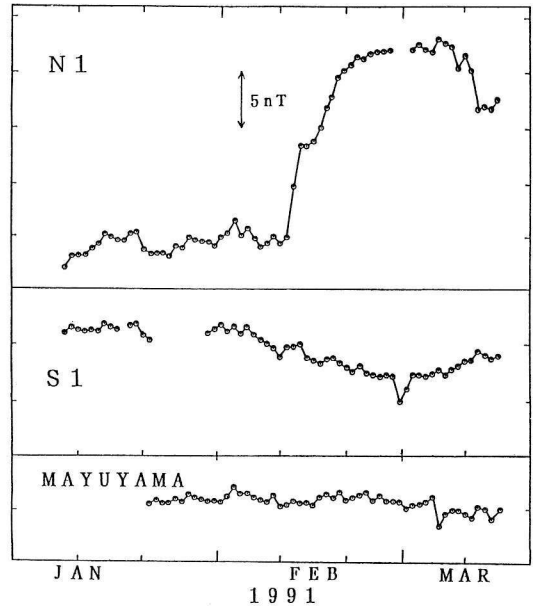


図5 屏風岩火口での噴火に際しての連続観測点N1, S1, 眉山での全磁力変化(Tanaka [1993]による)

よる全磁力連続観測が開始された. 図4に雲仙普賢岳東に出現した火口・溶岩ドームおよびその周辺の全磁力連続観測点N1~N4, S1~S3の分布を示す.

1991年2月からの屏風岩火口での活動の際には, 1月に設置されたN1, S1, 眉山の3点で連続観測が行なわれていた. これら3点での全磁力変化の様子を図5に示す. 2月11日からの屏風岩火口での噴火の開始に伴い, 火口に北側のN1では全磁力が急激に増加していき, その変化量は18 nTになる. さらに3月下旬には逆に5 nT程減少している. 火口南側のS1の変化はN1での変化と逆センスで, 噴火開始とともに約5 nT減少している. 一方, 5 kmほど東に位置する眉山での全磁力はほぼ一定である. Tanaka (1993) は, N1での急激な全磁力の増加と3月中旬になってからの減少は, 変化のソースが移動したことを示しているとし, この変化は, 噴火に際しての火道形成の過程での岩石破砕による磁化の消失によるものと説明している. これは, 上で説明した, プロセス(3)にあたる.

図6に91年3月~22年2月までの1年間の各測点での全磁力変化および, 1日の地震回数を示

す。また地震回数の欄に付けた番号は、出現した溶岩ドームの番号を示している。とくに顕著な変化は、最初のドーム出現に対応した変化である。

5月12日から6月3日の期間に、N3の測点では80 nTもの全磁力増加が、S2, S1 (S1については、一部欠測の期間があるが)の測点では、同程度の減少が、またS3でも10 nT程度の減少が観測された。つまり地獄跡火口を中心にして、北側の測点で全磁力の増加が、南側に位置する測点で減少が観測されたわけである。

Tanaka (1993) は、この観測された変化を図4のSAの位置を中心とした地下で体積 $1.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ の領域の磁化消失が原因であるとし、この磁化消失は、主に、高温のマグマ貫入が引起こした熱による消磁であると結論付けている。さらに、第2ドーム出現の後も大局的には、ゆっくりとした指数関数的な全磁力変化が続き、地下での熱の移動を示唆している。

実用的なモニターシステムをめざして

以上、具体例を示し説明してきたように、局所的磁気変化の観測は、ある種の歪計、または、ある種の温度計となりうる。つまり地表で地磁気を観測し、これら地殻起源の地磁気変化をうまく

検出できれば、その変化の様子から、地殻内で生じている、応力変化/温度変化の様子を推測することができる。

Sasai (1983) は、非常に単純な場合を想定して、プロトン磁力計の“歪計”としての感度を見積っている。それによると、各種のパラメータに一般的な値を仮定した場合、全磁力値で1 nTの変化は、 1.8×10^{-5} の歪の変化に対応する。実際、Rikitake (1987) は、過去観測された地磁気における前兆現象を調べ、全磁力変化は、歪の変化で、およそ $10^{-7} \sim 10^{-6}$ に対応していることを示しているし、Johnston (1986) はサンアンドレアス断層で観測された、重力、歪、上下変動などと非常に良い相関を示す地磁気変化から、地磁気変化1 nTは歪変化 1.0×10^{-6} に相当することを示している。

もちろん、これらは観測された全磁力変化が、そのまま歪変化に対応していることを示しているのではないし、 1.8×10^{-5} の歪変化があれば、ただちに地表で1 nTの全磁力変化が観測できるという意味ではない。なんらかのプロセスで岩石の磁化が変化した領域と、観測点の位置関係が問題だからである。

そして、実はもっと重要なのが、地下の磁化分布の構造なのである。例えば、プロセス(2)の

場合で言えば、同じ応力変化の分布が地下に存在していても、磁化分布の様子が均一な場合とそうでない場合とでは、地表で観測される全磁力変化がまったく異なったものになってしまう場合がある。

このような非均質な磁化構造についての Zlotnicki and Cornet (1986), Oshiman (1990), Oshiman et al. (1991) などの研究によれば、磁化の非均質な構造が存在する場合には、均質な磁化構造の場合に比べて、期待される変化が大きくなり得ることが示されている。もちろん逆に、非均質構造の存在のため、ある測点においては、その変化が小さくなってしまいう場合も考えられる。

したがって、測点配置を決定する場合

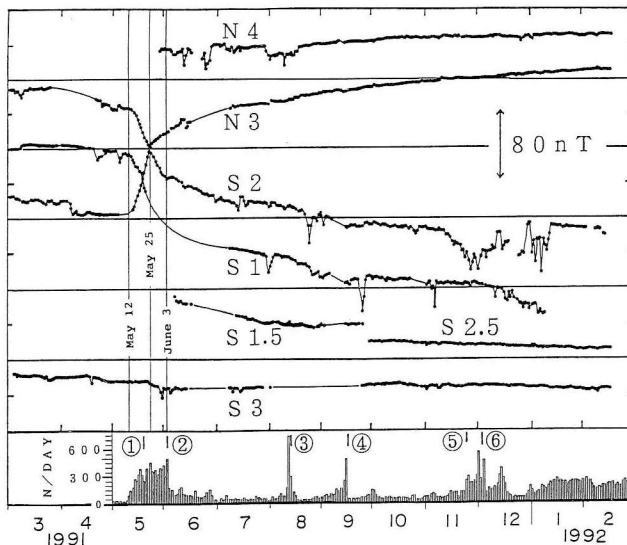


図6 雲仙火山で観測された1991年3月~1992年2月の期間の全磁力変化 (Tanaka [1993] による)

に、非均質な磁化構造を考慮に入れば、地震地磁気効果なり、火山地磁気効果なりを効率良く検出できる可能性があるわけである。

また、地殻活動に原因がある地磁気変化を観測する本来の目的は、地下でどのような現象が生じているかを明らかにすることであるはずである。この点から考えれば、ターゲットにした、地域において、詳細な地下の磁化構造を調べあげておくことが、まず必要なポイントになろう。

磁化構造を調べるためには、その地域で精密な磁気測量を面的に行ない、まず磁気異常図を作成すれば良い。そのために従来から小型飛行機が用いられてきたが、飛行機より低高度で行ない、より詳細な磁気異常図を作成するために、ラジオコントロールで操作する無人の飛行船に、磁力計と位置測定のためのGPSを積み込んで行なう、磁気測量も試みられている(Makino et al., 1991)。

参考文献

- Abdullabekov et al., 1979, *Geomagnetism and Aeronomy*, 19, No. 2, 204-206.
- Arora, 1986, *Earthquake Prediction -Present Status-*, Univ. Poona, 53-62.
- Brennan and Hastie, 1979, *Tectonophysics*, 56, T9-T16.
- Davis, 1974, *Pure and Appl. Geophys.*, 112, 811-819.
- Davis and Stacey, 1972, *Nature*, 240, 348-349.
- 萩原, 1977, *測地学会誌*, 23, 25-35.
- 浜野, 1987, *月刊地球*, 9, 446-541.
- Hamano et al., 1990, *J. Geomag. Geoelectr.*, 42, 319-335.
- Johnston, 1986, *J. Geomag. Geoelectr.*, 38, 933-947.
- Kato, 1939, *Sci. Rept. Tohoku Univ.*, Ser. 1 27, 1-100.
- Kato and Muroi, 1963, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5, 15, 33-44.
- Makino et al., 1991, *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 951-956.
- Mizutani and Ishido, 1976, *J. Geomag. Geoelectr.*, 28, 179-188.
- Murakami, 1989, *J. Geomag. Geoelectr.*, 41, 221-247.
- 永岡, 1993, *月刊地球*, 15, 197-201.
- Nagata, 1969, *IAGA Bull.*, 27, 12-43.
- Oshiman, 1990, *J. Geomag. Geoelectr.*, 42, 607-619.
- Oshiman et al., 1991, *Tectonophysics*, 193, 359-368.
- 大志万他, 1991, *CA 研究会論文集*, 137-148.
- Okada and Yamamoto, 1990, *J. P. E.* 39, 177-195.
- Rikitake, 1951, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 29, 161-181.
- Rikitake, 1968, *Tectonophysics*, 6 59-68.
- Rikitake, 1987, *J. Geomag. Geoelectr.*, 39, 47-61.
- Sasai, 1983, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 58, 763-785.
- Sasai, 1989, *J. Geod. Soc. Jpn.*, 35, 227-242.
- Sasai, 1991a, *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 21-64.
- Sasai, 1991b, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 66, 585-722.
- 笹井, 1991, *月刊地球*, 13, 109-118.
- 笹井他, 1984, *月刊地球*, 6, 716-724.
- Sasai et al., 1990, *J. Geomag. Geoelectr.*, 42, 291-317.
- Stuart and Johnston, 1975, *Geology*, 3, 63-67.
- 多田, 1993, *月刊地球*, 15, 207-211.
- Takahashi and Hirano, 1941, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 19, 373-380.
- Tanaka, 1993, *J. Geomag. Geoelectr.*, in press.
- Tanakadate and Nagaoka, 1893, *J. Coll. Sci. Imper. Univ., Japan*, 5, 149-192.
- Yokoyama, 1954, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 32, 17-33.
- Yokoyama, 1955, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 33, 251-257.
- Yokoyama, 1969, *J. Phys. Earth*, 17, 69-76.
- Yukutake and Yabu, 1962, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 40, 511-522.
- Yukutake et al., 1990a, *J. Geomag. Geoelectr.*, 42, 257-275.
- Yukutake et al., 1990b, *J. Geomag. Geoelectr.*, 42, 277-290.
- Zhan, 1989, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 57, 11-22.
- Zlotnicki and Cornet, 1986, *J. G. R.*, 91, 709-718.

[おおしまん なおと 京都大学防災研究所助教授]

1992年インドネシア・フローレス島地震

地震の被害

武尾 実

はじめに

昨年12月12日、インドネシア・フローレス島付近でマグニチュード(M)7.5の大地震が発生し、死者・不明合わせて1,712人を越す大被害をもたらした。死者の約半数は地震直後に来襲した津波によるもので、特に震源域付近のバビ島(直径約2.5 kmの小さな島)では人口約1,000人のうち263人が津波にさらわれるという惨状を呈した。

この地震と良く似た地震が数年前に日本付近でも発生していた。1983年5月26日秋田沖で起こった日本海中部地震(M; 7.7)はこのインドネシアの地震と同じメカニズムで発生した地震であり、津波により死者・不明100名というここ30

年間で日本付近で発生した地震としては最大級の人的被害をもたらした。さらに、7月12日午後10時17分、大地を揺るがす大きな揺れが北海道南西沖の奥尻島を襲った。そのわずか5分後、大津波が奥尻島に襲来し多くの人命を奪い去った。

この地震による死者・不明者は200人以上となり、戦後の地震・津波災害としては1948年の福井地震に次ぐ大災害となった。特に奥尻島南部の青苗地区の被害は、昨年12月12日にインドネシア・フローレス島を襲った津波災害を彷彿させるものであった。

フローレス地震の背景

スンダ海溝からバングラ海溝に沿ったインド洋プレートとユーラシアプレートの運動は、フローレ

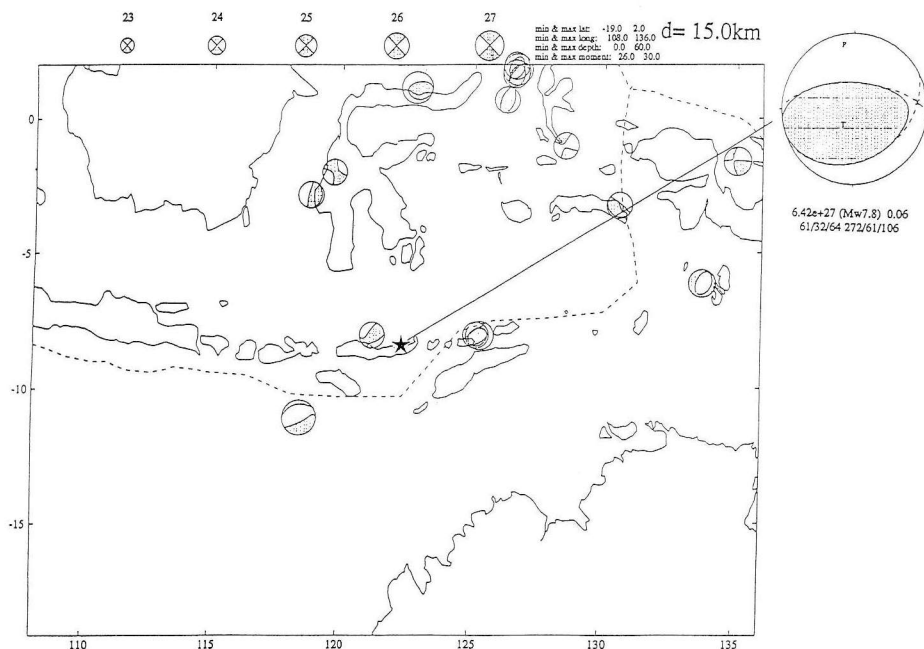


図1 フローレス島沖地震のCMT解とこの周辺で1977年以降発生した地震のCMT解

ス島付近から東側ではインド洋プレート上のオーストラリア大陸という陸的なプレートが海溝まで到達している、現在は沈み込みではなく衝突の境界になっていると考えられている。このようなテクトニクスでは島弧の背後に新たな沈み込みが始まっていると考えられる活動が見られることがある。フローレス島の北側、島弧の背後に沿ってこのような活動を示すと思われる海底の断層や浅発地震活動が見られる。図1に今回の地震のセントロイド・モーメントテンソル解(CMT解)を、この地域の1977年以降の地震のCMT解とともに示してある。フローレス島沖地震と同様のCMT解の地震がその西側で発生している。CMT解から求められるこの地震の地震モーメントは、 6.4×10^{20} Nmでモーメント・マグニチュードに換算すると7.8となる。

震源域の広がり と地殻変動

この地震の約半月後、フローレス島マウメレ(Maumere)市のテレビ塔の敷地に、高感度の短周期地震計を設置して約1週間にわたり余震を観測した。観測された余震の数は約1,000個に達し、そのうち773個の地震のS-Ptimeを読み取ることができた。その頻度分布を図2に示す。ほとんどの余震がS-Ptimeで10秒以内、震源距離にして約60-80km以内にあると推定される。特に、S-Ptimeで3-4秒の余震が全体の約1/3を占めており、フローレス島沖地震の震源域がフローレス島の直ぐ北に位置していることを示唆している。

津波調査と同時に行った聞き取りで、地震前後で満潮時の海岸線の位置がどのように変化したかを調べ、それを元に推定した海岸での地震前後の地殻変動を図3に示した。このデータは、聞き取りを元にしており、津波による侵食の評価に不確定な要素が

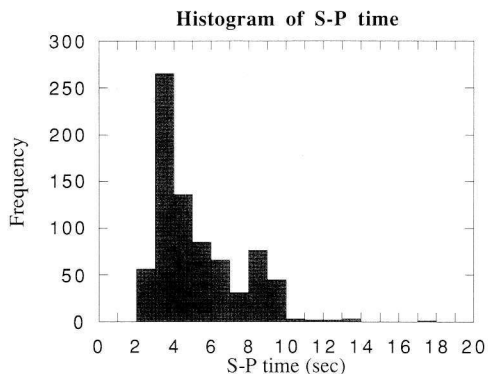


図2 余震のS-P timeの頻度分布

あるため、数十cm程度は誤差があるものと考えられる。しかし、この誤差を考慮してもBatum anuk 岬の東西で沈降から隆起に変わっていることが見て取れる。このように比較的明瞭なヒンジ・ラインが見られることも、この領域が断層の近くに位置していることを示唆している。

フローレス地震の震源過程

本震の震源過程および断層運動の空間的広がりを調べるため、広帯域・広ダイナミックレンジ地震観測網で記録された遠地実体波を解析した。この地震の場合、解析に用いることのできる観測記録はあまり多くないため、震源は10km間隔で直線上に点震源を並べたモデルで表してやり、各点震源の深さはCMT解と同じ15kmとした。この解析では点震源の配列の走向をN61°Eに取

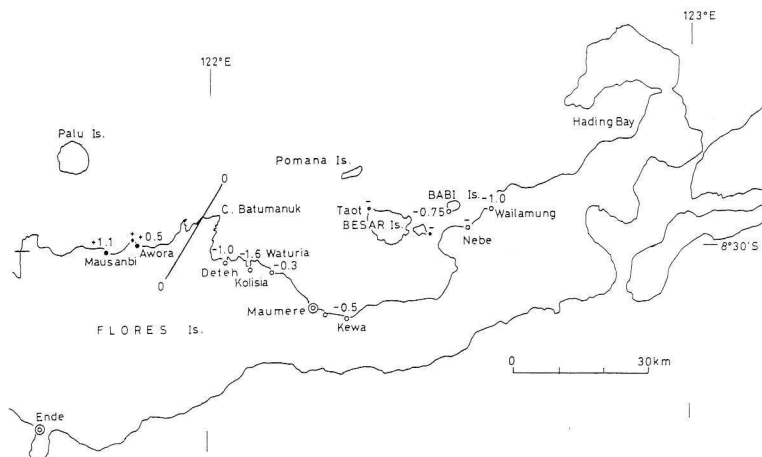


図3 フローレス島海岸線の地震前後の地殻変動

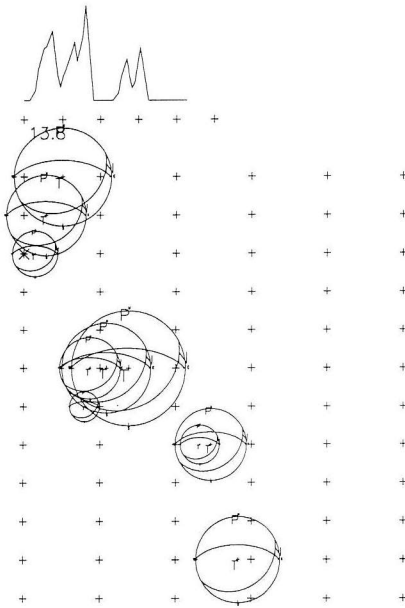


図4 遠地実体波の解析から求められたフローレス島沖地震の震源過程

ってあるが、CMT 解からわかるように、この地震の2つの節面の走向はほぼ同じであるので、解析結果にはあまり影響しない。各点震源のメカニズム解はCMT 解のそれと同じものに固定した。このような震源モデルに基づいて、遠地実体波を反射的にデコンボリューションする方法 [Kikuchi and Kanamori, 1992] を用いて解析した。得られた結果を図4に示してある。図4の横軸は時間で、各グリッドの間が13.8秒である。縦軸は震源モデルの走向に沿った距離で、上側がS61°E 下側がN61°E の方向である。縦軸の各グリッド間隔は10 km である。図に示されたメカニズム解で、遠地実体波の解析から求められた各イベントの発生時刻(図の右側ほど遅い)と断層の走向に沿った位置(図の下側ほど東側)を示し、その大きさは各イベントの地震モーメントに比例して表示されている。図4の上の部分には、各イベントの時間関数を重ね合わせた、この地震の震源時間関数を表示してある。求められた震源モデルから計算される理論地震記象(破線)と観測記録(実線)の比較は、図5に示してある。

この地震は初めの数秒間で、震源から西側に約20 km まで破壊が伝播し、この西側での断層運

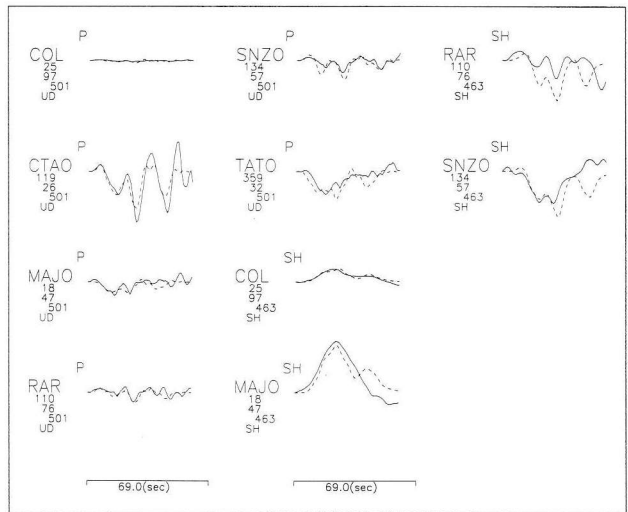


図5 震源モデルから計算される理論地震記象(破線)と観測記録(実線)の比較

動は発震時からほぼ十数秒程度で終了した。また、震源域の西端では比較的大きな運動があったと推定される。それに対し、震源の東側では発震時から約10秒の後に、震源から約30~40 km 付近で大きなイベントが発生し、その震源時間は約12秒である。実体波の解析から見積もられたこの地震の地震モーメントは、 5.6×10^{20} Nm でCMT 解のそれとはほぼ一致している。しかし、震源の東側約30~40 km 付近で解放された地震モーメントは全体の約半分に達しており、このことは、この付近での地震断層の食い違いが他の領域に比べて大きかったことを示している。津波の浸水高がHading Bay 周辺やバビ島付近など、フローレス島東部で大きかったことは、このような震源過程をある程度反映しているものと考えられる。長周期表面波から求めたCMT 解の地震モーメントと周期約数秒から数十秒の実体波から求めたそれとがほぼ一致しており、震源時間関数も約30秒程度であることから、この地震は、昨年(1992年)9月の中米ニカラグア沖地震のように震源時間が長いために大きな津波を引き起こした津波地震の範疇には入らない。大雑把に言えば、震源域がフローレス島に極めて近かったために、大きな津波に襲われたものと思われる。

[たけお みのる 東京大学地震研究所助教授]

津波の被害

今村文彦

はじめに

フローレス島で、1992年12月12日に大規模な地震および津波が発生した。同年12月26日までの統計によると地震と津波により2080名もの犠牲者を出し、その半数が津波によると言われている。とくにBabi島とRiangkrokoでの被害は大きく、それぞれ特徴を持った津波来襲の形態を示していた。ここでは現地調査で得られた津波の実態を紹介し、沿岸での津波来襲の特徴やBabi島での被災状況を、数値計算より得られた津波高さ、流れ、流体力などと比較して考察する。

今年、わが国でも奥尻島付近で大津波が発生し、240名にも及ぶ死者と行方不明者を出した。フローレス津波は、その地震の規模、被害の様子、津波高さの点などで、北海道南西沖地震津波と非常に類似した点を持つ。この点についても触れていきたい。

調査方法とその結果

(1) 調査方法 被害は図1に示すFlores島Maumere市を中心に発生しており、北東部のHading湾から南西部のEndeまでの180kmに及ぶ領域での調査を行った。4班が各地でのアンケート調査（津波到達時間、来襲状況、被害状況）および津波の痕跡高さ、地震による被害・地

殻変動などを測定した（今村ら、1993）。その他、ヘリコプターを用いた津波浸水域および斜面崩壊の撮影を行ない、また、測定地点の把握および記録には、現在市販されている携帯用GPSを利用した。

(2) 津波来襲状況 証言に基づき、各地での津波の初動と波形の検討を行ない、図2にその津波来襲の概要を示す。Hading湾内のWaibalanでの津波は押しから始まり、1波目が最大で、3波来襲したと判断するのが妥当である。この初動の押し引きは周辺の他の地点と異なる。WaibalanとUepadungの間で、写真1にあるように、ほぼ垂直に切り立った崖が新しく形成されており、沿岸部で地すべりが発生した可能性がある。湾奥であるにもかかわらず到達時間が短いこと、また、押し波から始まっている点を考えると、この地すべりがこの地域の津波初動に関連している可能性が高い。一方、Wailamung, Nanga Merah,

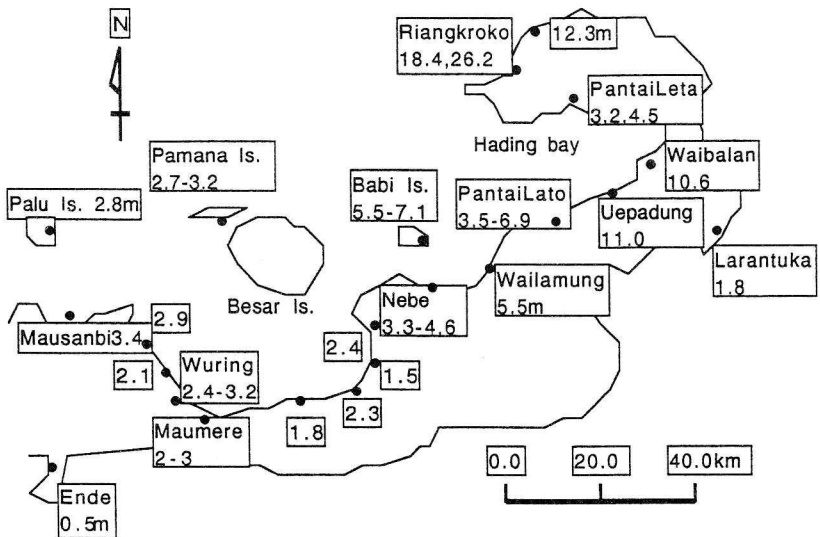


図1 調査で得た津波痕跡記録（平均潮位を基準）
Besar島を挟んで東部と西部では津波高さが大きく異なる。

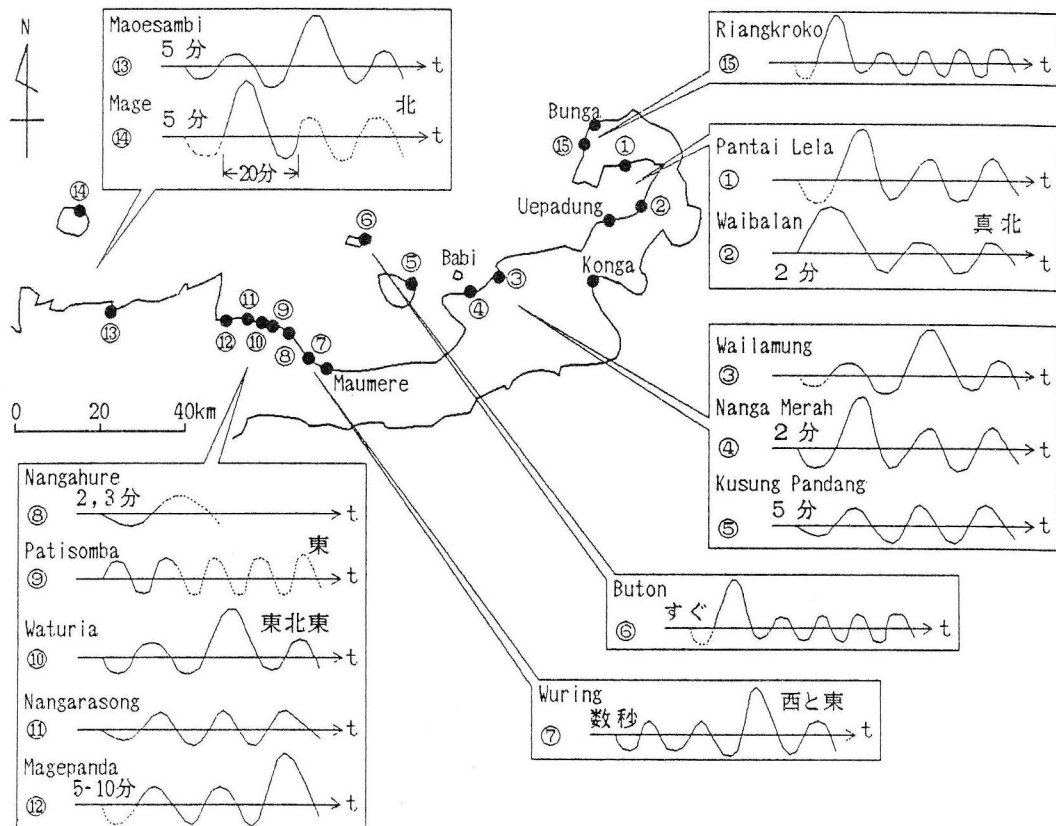


図2 聞き取り調査から推定される津波初動

Kusung Pandang では、津波は引きから始まり、3波来襲したと判断される。引きからの始まりは、この地域の地盤が1 m 以下の沈下を生じたことに一致し、南東方向下がり、低角逆断層による地盤変動沈降領域に対応する。また、Nangahure、Patisomba、Waturia、Nangarasong、Magepanda でも、津波は引きから始まっている。ここでも地盤が0.3~1.6 m 程度沈下したことに対応する。来襲波数は3波以上である。何波目が最大であったかは、地点により異なる。来襲方向はほぼ東北東と推定される。

図1には各地での平均潮位からの津波高さも示す。津波来襲時の潮位は平均海面上約7 cm であり、図中の値は来襲時の津波の高さと考えてよい。ここでの分布の特徴は、Besar 島を挟んで、東部と西部で平均高さが大きく違うことである。西部では2~3 m 以下であるのに対し、東部では平

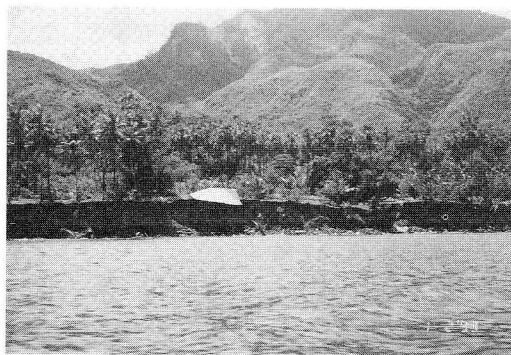


写真1 Waibalan 付近での沿岸部における地すべり均で6~7 m を上回り20 m に及ぶ地点もある。

(3) 地震に伴う現象 沿岸では液状化が見られ、建造物の多くが被害を受けた。また、北東部での地盤が比較的良好な場所においても海岸での地すべりが生じていた。この島は火山性の岩が多く強震動により、くずれやすい性質をもつ震源が沿岸に近い位置にある場合、強地震動により、現在の日

本の防潮堤・防波堤でも損傷を受ける可能性があり注意が必要である。

各地での被害状況

(1) **Riangkroko** 図3に示す Riangkroko は今回の津波で最大の津波高が測定された地点である。ここは北海道奥尻島での藻内地区に類似している。いずれも 20 m 級の大洋波を記録しており、他の地区と大きく異なる。この地区は津波発生地域に直接面しており、沖合は急な海底勾配 (1/10 から 1/5) を持ち水深 200 m よりその勾配はなだらかになっているという海底地形の特徴も藻内地区に類似している。最大津波高は 26.2 m で南側の小丘の途中に位置し、平均でも浸水高さは 18 m 程度に達した。東部の中でも飛び抜けて大きい。浸水域奥行長は約 550 m、浸水域幅は図中の A 点近くで約 110 m である。ここには 69 家族が住み、そのうち 137 人が死亡している。激しい流れにより破壊された住居跡は一切確認できず、巨木の倒壊や 1 m 以上の径を有する珊瑚塊が A 点近くで散見された。

(2) **Babi 島** 図4に示す Babi 島は東西方向が直径約 2.5 km のほぼ円形をした小さな島である。北寄りに標高 351 m の山を有する。南東側の対岸には Nanga Merah が位置する。周りを珊瑚礁が囲んでいるが、南側のその幅は狭い。島には 2 つの集落があり、東地区にはキリスト教徒、

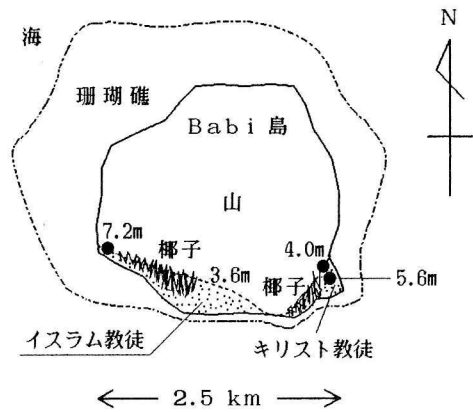


図4 Babi 島での来襲状況 (松富, 1993)
人的被害の最も大きかった地区である。



写真2 Babi 島での被災状況
基礎のみを残し家屋がすべて押し流されている。

西地区にはイスラム教徒が住んでいた。両地区の人口比は約 1 : 5 である。調査当時、住民全員が避難しており、アンケートなどは避難キャンプで行なわれた。東地区での津波高は 4~5.6 m であり、西地区では東寄りで 3.6 m、西端部で 7.2 m であった。浸水域は、両地区ともに、平坦部の全域である。とくに、西地区では南北方向の浸水長が 400 m 以上に達していた。建物はほとんどすべてが全壊し、コンクリート基礎のみが残っていた (写真2を見てわかる)。

西地区西端での流れは下草の倒伏方向から推して西から、集落中央部では家屋の残骸物の位置から南 (沿岸) からと推定される。また、西地区の東寄りでも下

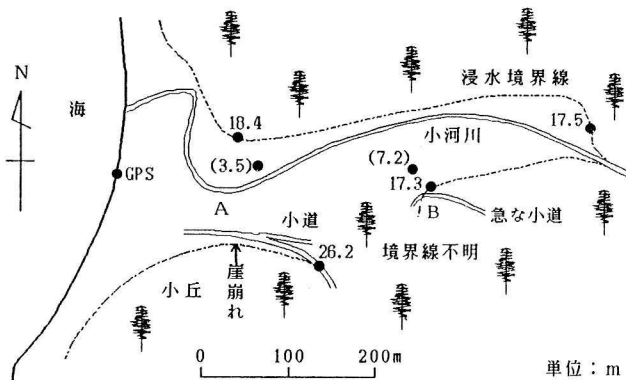


図3 Riangkroko での浸水域 (松富, 1993)
ここで最高値 26.2 m を記録した。

草の倒伏方向から、流れは南東方向と推定された。集落への津波は南から来襲したという証言もあり、痕跡と一致する。対岸のNanga Merah 辺りからの反射波であろうか。

(3) **Wuring 地区** 図5と写真3に示す Wuring は、Maumere の中心街から北西方向約 3 km に位置し、650 m 程度海に突き出た低平地(小半島)である。この地区は奥尻島青苗地区の岬付近の集落に類似している。いずれも、ほとんどの家屋が津波により押し流されている。ただし、青苗地区では高さ 4.5 m の防潮堤で周囲が囲まれていたにも関わらず、建物の基礎だけを残しており、激しい来襲状況であったことが理解できる。Wuring 地区の中心を道路が走っており、その地盤高さは 1.3~2.1 m であるが、この地区では高い所となっている。しかも同地区は、珊瑚礁などの浅瀬も先端部北方を除けば発達していない。そのため、浸水域はほぼ全域となり、先端からの浸水長は約 670 m であった。



写真3 Wuring 地区での被災状況
この地区は奥尻島青苗地区の地形や被害の程度と類似している。

津波高は 3 m 程度で、最大でも 3.2 m であった。冠水深は場所により異なるが、1 m 強と考えればよい。本地区には、約 1400 人が住み、100 人(87 人という情報もある)が死亡したとのことである。ほとんどが津波によると思われる。小半島の付け根部には珊瑚礁が発達していない。そのためか、先端部より付け根部で津波による被害が著しい。津波は地震後数秒(すぐと言う意味である)で到達し、小さな引きから始まったことである。4 波来襲し、1 波目は北と東の両方向から、2 波目は音を伴いながら流れが最も強く、3 波目は波高が最も大きかった。様々な方向から来襲して、渦を巻いたという女性の証言もあった。傾斜した家屋はほとんど南東向きに傾いていた。入り江を隔てて、南東に位置する畑に船が多数打ち上げられている。これらのことより、本地区での津波の卓越方向は北西または北北西からと判断される。これは推定されている津波波源を支持する結果である。

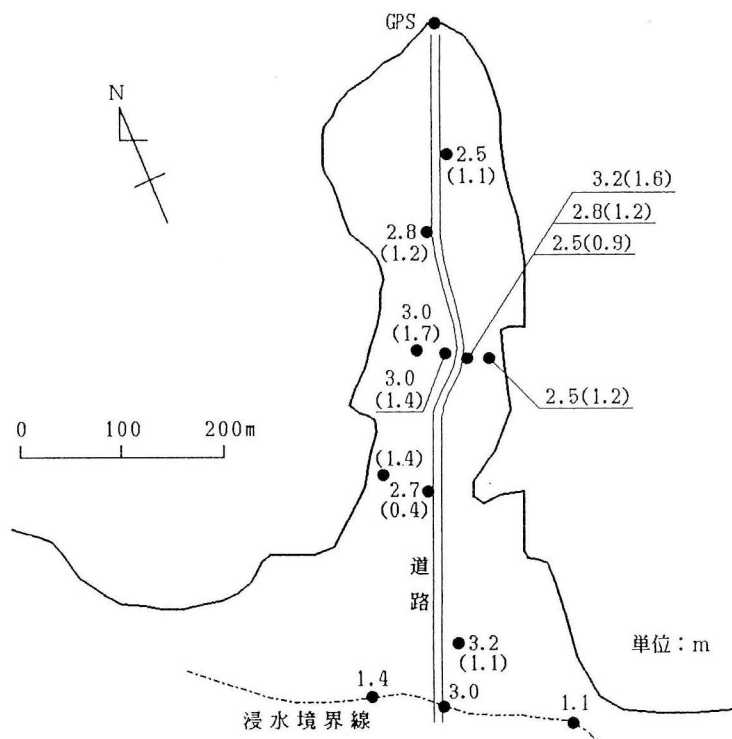


図5 Wuring 地区での浸水分布(松富, 1993)
括弧内の数字は地盤からの津波高さ。

表1 本計算で用いた断層モデル

	モデルA	モデルB	モデルC
震源		(8.36S 122.37E)	
深さ	15km	15km	3 km
地震モーメント		6.4×10^{27} dyne \cdot cm	
走向		61°	
傾き		32°	
すべり方向		64°	
断層長さ	100km	1: 50km 2: 50km	1: 50km 2: 50km
断層幅	50km	1: 25km 2: 25km	1: 25km 2: 25km
すべり量	3.2m	1: 3.2m 2: 9.6m	1: 3.2m 2: 9.6m

計算条件と初期波源

図2に示されるような現地調査より得られた津波痕跡高さ分布の特徴は、西部（Maumere 中心）と東部（Hading 湾中心）の値の違いである。前者は2~3 mが平均であるのに対し、後者は平均で6~7 m、場所によっては10 mを越える箇所がいくつかある。両者は Besar 島をはさんでおり、浅瀬があり波や流れの往来が小さい場所である。通常、沿岸地形の影響を受け津波の高さは増減するが、この差はそれ以上のものに思われる。このことは、北海道南西沖地震津波で松前半島における津波高さ分布が大成町を境として南北で違いが大きいことと類似している。

当初、表1に示す Harvard Univ. による CMT 解を基本としたモデルAにより数値計算を行なったが、東部の記録を説明することはできなかった。そこで、地震モーメントと一定の下で2枚の断層に分け、その一枚のすべり量を大きくするモデル（モデルB）を仮定した。記録値と比較してモデルAよりBのほうが

がよい一致を示し、モデルBの妥当性が示された。しかし、モデルBの初期条件にも問題が残された。これは地盤変位分布である隆起と沈降の境界が調査で得られた結果と一致しないと言う点である。図6にモデルBから算出される地盤変位を示すが、南東方向に沈降域が存在する点はよいが、その位置がかなり断層面から離れていた。これを解決するためには、断層を平行移動させる方法があるが、これでは余震データと一致しなくなるため、震源の深さを変化させて、地盤変動の分布を調べた。その結果、浅くなるにつれ、変位が大きくなるとともに隆起域の幅が狭まり、沈降域が断層面に近

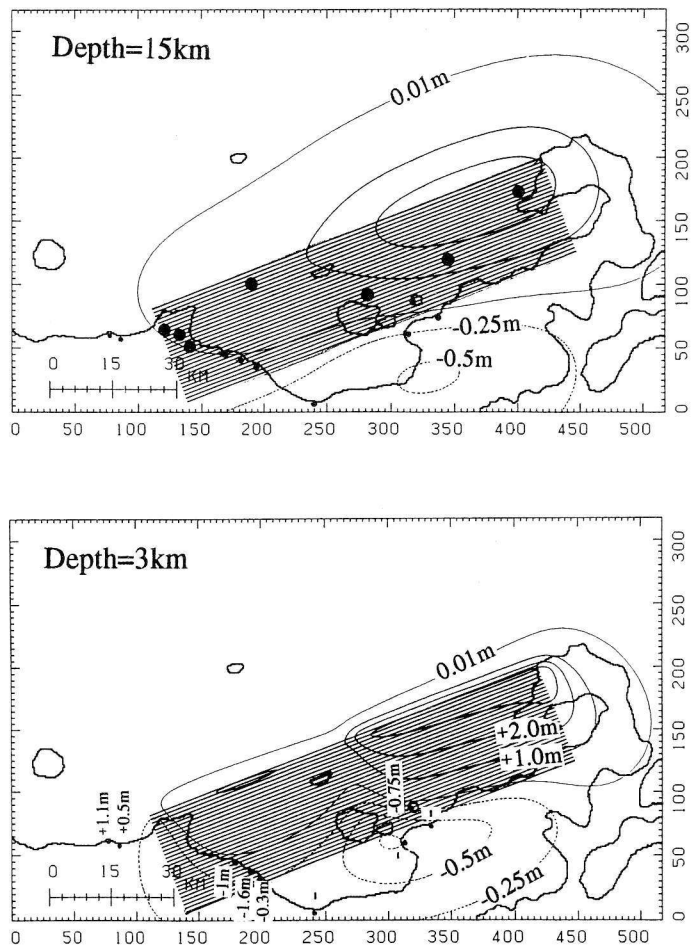


図6 震源深さの違いによる地盤変動分布の違い
深さ15 km（モデルB）と3 km（モデルC）の結果の比較であり、浅いほど隆起域の幅が狭くなり沈降域が断層に近くなる。ハッチ部分が断層である。

づき、調査結果に近い値が得られた。このとき、震源の深さは3 kmであった。特に3 kmという値は重要ではなく、ごく表面に震源が位置していたということになる。以下、これをモデルCとして、数値計算を行なった。

津波による流れと流体力

Maumere 近郊の Wuring 地区において津波流速に関する貴重なデータを得られた。本地区のほぼ中心にモスクがあり、その壁面に津波の濁流による痕跡が残され、西側での痕跡は高く、津波が西側から来襲したものと推定される。これはモスクの存在により、流速水頭が壁面で損失し、位置水頭に置き換えられたと考え、これにより流速値が 2.69~3.57 m/s と推定された(松富, 1993)。

このとき、家屋被害に関連するとされている相田(1977)により提案された流体力[冠水深高×(流速の2乗)]を求めると、6.20~15.17 m³/s²となる。羽鳥(1984)によれば、流体力が5~9 m³/s²を越えれば家屋の破壊率が50%を越えることを示しており、本地区での状況を説明できていると思われる。

ここで、数値計算によりこの付近の最大流速と流体力を算出した結果、それぞれ 2.38 m/s、7.70 m³/s²となった。本計算では津波を遡上させていないために冠水高さや流速値が小さく流体力は過小評価される傾向にあるが、痕跡から推定される値と本計算結果とは大変よい一致を示していることがわかる。

本手法を用いて、比較的流体力が大きかった地区を調べると、Babi 島、Wailamung、Pantai

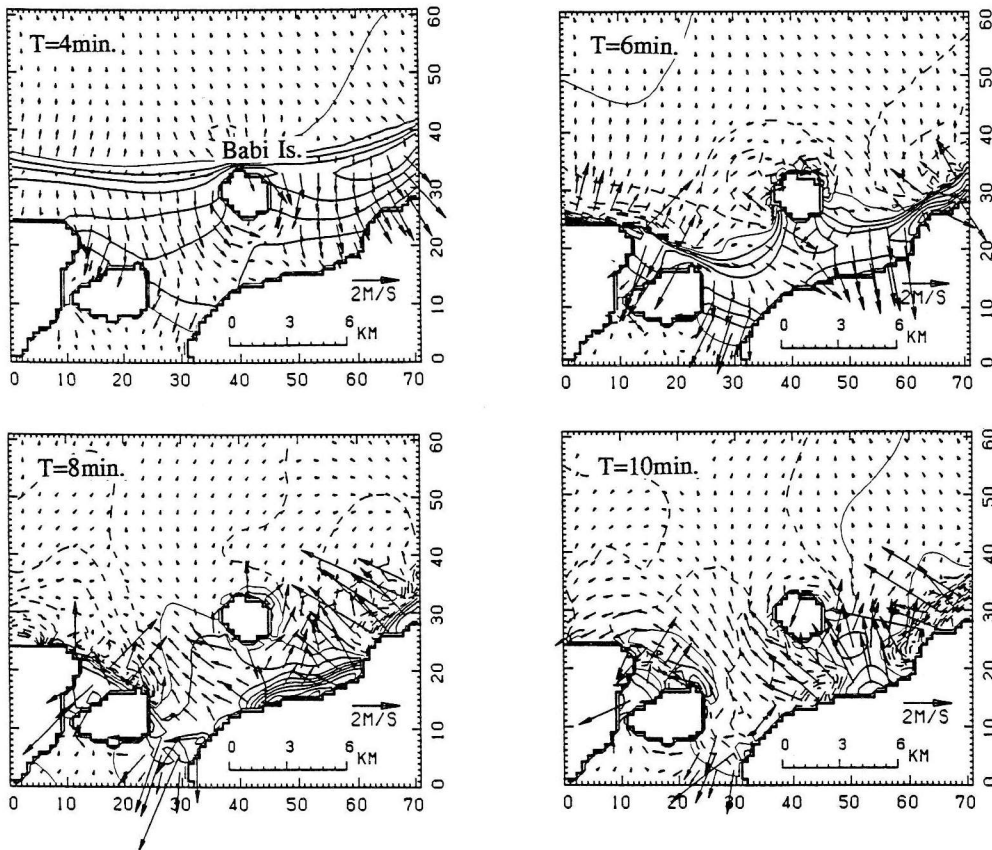


図7 Babi 島周辺での津波の来襲状況

津波発生から 4, 6, 8, 10 分後の状況を示す。津波第一波は Babi 島を回り込み、島の対岸で反射した後、戻り流れが島を襲う様子がわかる。

Lato, Riangkroko となる。その中でも Wai-lampung と Riangkroko は $40 \text{ m}^3/\text{s}^2$ 近い値を示している。今回の数値モデルでは Riangkroko での 20 m にも及ぶ津波高さを再現できておらず、実際の流体力はさらに大きいものであったと予想される。

Babi 島では津波遡上高さが局所的に大きいものを除き 5.0 m 程度で津波高さは中規模なものであったにもかかわらず、1300 名いた住民の集落が跡形もなく流されている。しかも、この集落は津波波源に対して島の裏にあたる南側に位置していた。この被害の原因を探るため、Babi 島付近での水位・流速分布を求め、その結果の一部を図 7 に、集落前面での水位、流速値と流体力を図 8 に示す。これより、第一波は島の左右から押し寄せているが流速値は小さく、この後、島の対岸で左右の波が合体し反射した波が強い戻り流れを形成していることがわかる。つまり、Babi 島へ来襲する津波は、波源方向からくる直接波ではなく、対岸で生じた戻り流れによったということである。これは証言とも一致しており、なぜ南側に位置した集落に大きな被害を受けたかが理解できる。沖合に対し陰に位置していた集落は、通常の高波や高潮に対しては安全であったが、津波に対しては危険であったことになる。

今後の問題点

以上の検討により、断層モデルとしては痕跡記録との比較から異なるすべり量をもつ 2 つ低角逆断層が妥当であり、その震源はかなり浅い可能性があることを示した。

今回の数値計算結果は得られた津波遡上高さや流速・流体力をよく説明できる。ただし、Uepadung, Waibalan, Riangkroko など、いずれも 10 m 以上の高さを記録している箇所での計算値はかなりの過小評価であった。Hading 湾内での

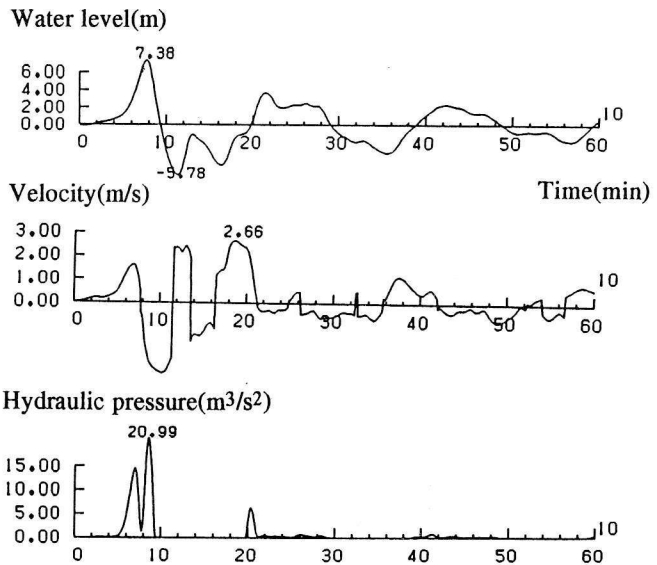


図 8 Babi 島集落前面での水位・流速・流体力変化
流速値は南方向流れを正、北方向流れを負の符号をとるとした。

Uepadung, Waibalan 付近では大規模な海岸の地すべりが生じており、これが関連しているものと思われる。また、Riangkroko は幅の狭い谷間のような場所であり、詳細な地形を取り入れた遡上計算を行なう必要がある。同様に、奥尻島藻内地区での最大 30 m、平均 20 m にも及ぶ遡上高さも、現在の数値モデルでは再現できておらず、今後の大きな課題となっている。

参考文献

- 相田 勇, 1977, 陸上に溢れる津波の数値実験——高知県須崎および宇佐の場合, 地震研究所彙報, 52, pp. 441-460.
- 羽鳥徳太郎, 1984, 津波による家屋の被害率, 地震研究所彙報, 59, pp. 433-439.
- 今村ほか, 1993, 1992 年インドネシアフローレス島津波の現地調査とその解析, 土木学会海岸工学論文集, 40, pp. 181-185.
- 松富英夫, 1993, フローレス島東北部の津波とその被害, 海洋科学 (出版予定).

[いまむら ふみひこ 東北大学工学部災害制御研究センター助教授]

ニカラグア地震津波の特徴

阿部邦昭

はじめに

1992年9月2日0時16分〔世界時〕（ニカラグア夏時間時刻で1日19時16分）に中米ニカラグアの太平洋で発生した地震（ $M=7.2$ ）は、そのマグニチュードにふさわしくないほど大きい津波をニカラグアにもたらした。筆者は、ニカラグア出身で日本海外協力事業団（JAICA）研修終了生ノゲラ女史と津波の数値実験などの協同研究をした経験もあって、この津波に興味を持ったが、幸い地震と津波に関する研究者の総勢6人で現地調査をする機会に恵まれた。

9月18日、成田をたち、20日から24日までの5日間、ニカラグアの太平洋沿岸で3グループに分かれて、調査を行なった。これには米国から2名、ニカラグアから上記のノゲラ女史を含む2名の研究者も参加した。調査の詳細は『東京大学地震研究所彙報』（阿部他、1993）に発表しているの、ここではこの地震と津波の特徴を概観してみる。

津波波源域と調査結果

津波の調査は最大水位に関するものが最も信頼できるデータを提供してくれる。これは住民の証言と、残された津波の痕跡高との両方からデータが得られて、両者の突き合わせができることによって、津波の来襲から2週間以上たっているにもかかわらず、明瞭な痕跡を各地で見ることができた。痕跡の主なものには白壁についた砂、津波の滞水による変色、茶色に変色した植物、津波が運んだと見られる物体—木片、海草など、それらによる損傷の跡、津波による建物などの破壊の跡、

である。

痕跡または証言の示す点の高さを測定時の海面水面からの高さとして測定し、ニカラグアの検潮所の平均海面を基準に潮汐補正を行なって、津波の高さとした。この結果を図1に示す。この分布図は海岸線の midpoint よりやや北よりにあるエルトランシトで9.9 mで最大、北方向には緩やかに減少するが、南方向には減少が小さく、コスタリカ国境付近で急激に減少する傾向を示した。この分布図で、最大値9.9 mの半分になる長さを求めると170 kmになる（Abe et. al., 投稿中）。こ

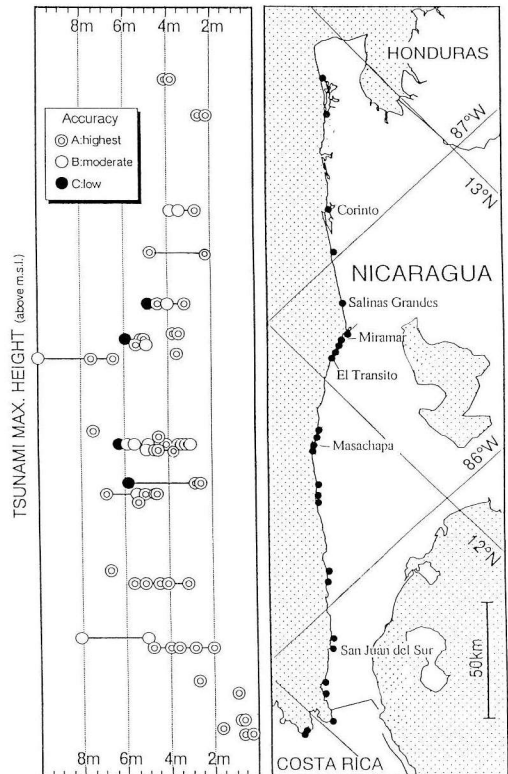


図1 調査によって得られた津波高分布—ローカルな平均海面からの高さに換算（阿部他、1993）

の半値幅は波源域の海溝軸方向の長さに対応していると考えられる（最大値をもう少し小さい値で代表させると 170 km より大きくなる）。断層両端では津波の初期水位に段差ができるが、これは伝搬距離が増すとともになだらかになる。断層の方向と平行に海岸線があり、海岸までの伝搬距離が断層の長さ比べて小さいときは、この段差は水位の緩やかな減少として、海岸での最大水位分布に反映されると考えることができる。粗い近似として、ピーク値の2分の1に減少した点は、断層の端に対応するというのがその根拠である。このような考えに基づいて求められた断層の長さは、図2に示す余震域の長さ 200 km にほぼ匹敵する。

一方、波源域の幅は2検潮所の1つのコリントで記録した津波（図3）初動の周期に反映されている。コリントは図1に示すように北方にあるが、津波波源域はより北に延びているので、コリントの記録の中には、津波波源の海溝に直交する方向の情報が含まれていたと考える。良く使われる仮定として津波の周期は波源でも、海岸でも同じであるとする仮定があるが、これを認めると、波長と速度の比は、波源と海岸で等しい。波源東端の

おおよその位置は到達時間 45 分と平均水深 150 m から逆算して海岸から 100 km 沖の大陸棚の終わりにあたる。したがって、波源は大陸棚斜面部になり、その平均水深を 2000 m として波長を求めると 126 km がえられる。ただし、コリントの初動周期は 15 分である。これは波源域の海溝

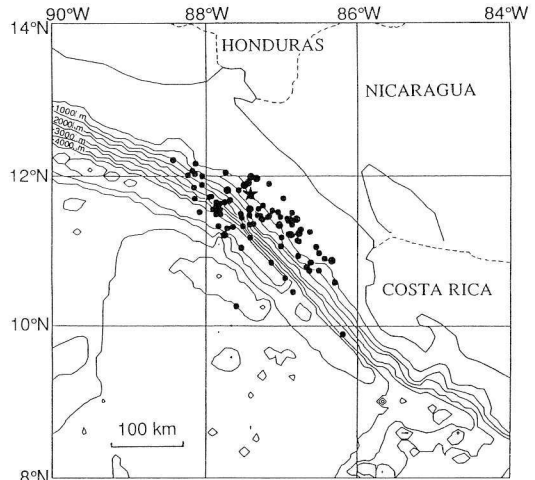


図2 本震（星印）とその後、1週間の余震（黒丸印）の分布
（National Earthquake Information Center による）

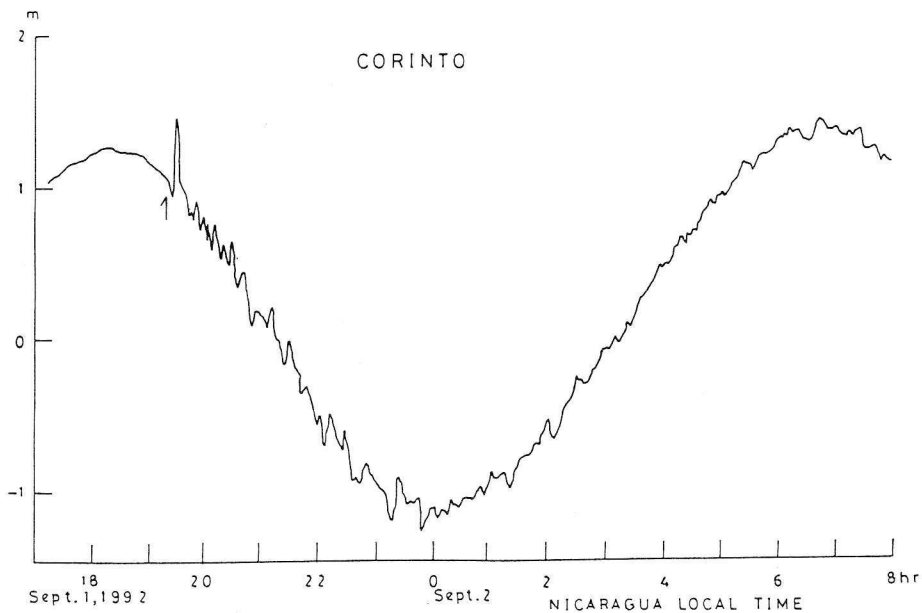


図3 ニカラグァ国土研究所 (Instituto Nicaraguense de Estudios Territoriales) によって得られたコリントでの津波検潮記録
矢印が津波の始まり（阿部他, 1993）。時刻は夏時間ではなく、1時間おくれのローカルタイムで記されていることに注意。

津波地震

に直交する方向の長さ、つまり波源域の幅と見なせる。この値は大陸棚の端から海溝までの距離に近い。こうして波源域は中央アメリカ海溝にあり、その大きさはおよそ $200 \times 130 \text{ km}^2$ であると推定される。

コリントの津波記録の振幅が 1 m 以下で、最大水位のコリントでの値が 2 m を越している(図1) ことに対してはコメントが必要である。コリントは水深 10 m 以上ある港であるが、入り江を少し入った所にあり、入り江の正面は外海から岩礁でさえぎられ、船は横から港に入るようになっている。また港の背後には奥の深い浅瀬が発達している。最大水位の測定点は入り江の入り口にあり 2.7 m であるが、入り江から少し入った所にある港の検潮所では幾何学的減衰により低くなったと考えられる。浅い大陸棚の上を伝わってきた津波が、背後に広い浅瀬を持つ深い港では水位をかせげなかったのである。

このように津波が海溝部分に発生したこと、波源域の長さが 200 km に及ぶこと、が津波の最大水位分布、初動などから裏づけられる。また、津波初動には押し波に先だて、小さな引き波があったことが示される(図3)。これは低角逆断層に特有の現象で、1983年日本海中部地震のときも秋田県能代港で類似の波形を記録した。このときの断層傾斜角は 30 度とされているが、今回はその引き波の次の押し波に対して占める割合がより高いことから、より低角であることが示唆される。これを総合すると、海溝において長さ 200 km に及ぶ大規模な低角逆断層が出現して、今回の津波になったことが理解できる。これはまた、コスプレートの低角度の沈み込みに対するカリブプレートの弾性反発であるとする見方と調和的である。

この 200 km という断層の長さは、断層モデルでは1968年十勝沖地震 ($M=7.9$) の 150 km (Kanamori, 1971b), 1933年三陸沖地震 ($M=8.5$) の 185 km (Kanamori, 1971a) を上回る長さである。したがって、この津波が地震のマグニチュードに比して、大きな断層運動を行ったことがわかる。

このような断層を生成するときに励起された地震動はどうであったか。この点に関して現地で震度の面から地震動の性質を調べることが、津波の調査とならんで重要な課題であった。

聞き取り調査の結果、震度は改正メルカリ震度階でⅡないしⅢで、かなり小さいことがわかった。これは気象庁震度階ではⅠないしⅡにあたる。たとえば、震央から 140 km 足らずのミラマルでは、家は動いたが家具はなんともなかったし、 200 km のサンファンデルスルでは壁にもたれかかっているときに弱い地震を感じたが注意しないとわからないほどであった事などである。

これを地震の震度と震央距離の関係としてとらえ、日本での統計と比較したのが図4である(Kawasumi, 1956)。これによると、相当マグニチュードは6またはそれ以下となり、通常津波を発生するぎりぎりの値にしかならない。この地震の表面波マグニチュード(周期 $10 \sim 30$ 秒に相当)は 7.2 であるのに対し、モーメントマグニチュード(超長周期に相当)は 7.6 (Ide et. al., 1993) であるから、マグニチュードは根拠とする

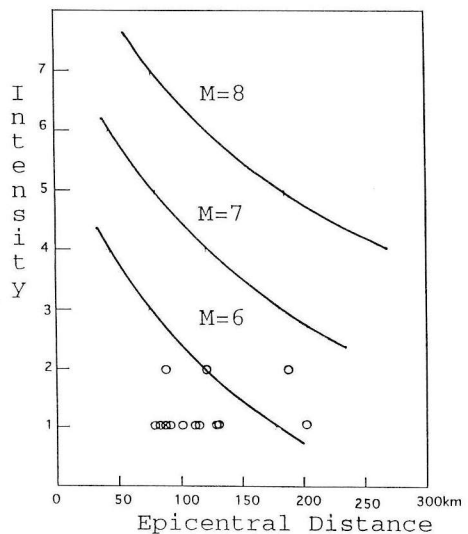


図4 震度の震央距離による変化とマグニチュードの関係 (Kawasumi, 1956) とニカラグア地震の震度 (丸印)

地震波の周期が小さくなるとともに、小さくなる傾向を示す。このことがこの地震が津波地震である一つの根拠である。津波は周期が長いので表面波マグニチュードよりモーメントマグニチュードのほうが、その大きさを表すのにより適切であると考えられる。ここで津波そのものの大きさにふれておく必要がある。「津波の大きさ」は海岸での振幅とその空間的広がり積の大きさとして現れるであろう。津波の規模とよばれる今村飯田スケールが、この形をとっていることは良く知られているが、場合分けが少なすぎて定量的議論に耐えられない現状がある。また津波マグニチュード (Abe, 1979) という検潮記録最大波高の対数に比例させる定義もあるが、これは平均として地震モーメントから定義されるモーメントマグニチュードと等しいように定義づけられているため、津波を地震から切り放して議論するときには適当でない。この意味で地震のマグニチュードと比較できるような「津波の大きさ」が用意されていないので、津波地震の定量的議論が難しい所がある。津波は地震との関連で言えば地震モーメントとではなくて、断層面積および食い違いの鉛直成分、断層の深さに関係し、増幅に関しては波源域および途中の水深、射出方向に関係する。ところが地震マグニチュードは地震モーメントには関係があっても、他のものには関係がないわけである。津波の大きさは地震でいえば震度ではなくてマグニチュードに対比させられるものである。したがって、津波波源での津波エネルギーを表すものでなくてはならない。しかし、それを簡単な観測量からもとめることができなければならない。これは今後の課題である。津波地震が注目されるのは長周期地震波の励起の証拠になって、従来の地震計で見えなかった部分を明らかにしてくれることが大きい。他にも津波警報における過小評価の問題（地震が弱いと津波も弱いかまたはないことになる）を克服する課題があるためである。

この地震波短周期成分の励起の弱かった原因は、震源時間が長いこと（100秒）にある（Kanamori and Kikuchi, 1993）[震源時間が長いとその時間の間に津波は遠くまで伝わるので、全体

として津波を弱めることになるが、100秒は津波を弱めるほど長くない]。これを断層の長さで破壊伝搬速度に結びつけると、破壊伝搬速度として1.5~2.2 km/s がえられる (Ide et. al., 1993)。これは剛性率 μ が $1.1\sim 3.4\times 10^{10}$ N/m²程度であることを示唆する。これを地震モーメント (M) 3.0×10^{20} N·m、断層面積 (S) 200×100 km² (Ide et. al., 1993) と組み合わせると、食い違い Dは、

$$M = \mu DS$$

より、0.44~1.4 m となる。しかし、これでも観測された津波が海岸で広範囲に5~6 mであったことを考えると小さい感じがする。なぜなら海岸で観測される津波高は、波源の断層の食い違いと同程度と考えられるからである。これは概略の推定として1次元伝搬と海底が海溝と陸棚の2段階構造をしているモデルで考えると、食い違いの2分の1が垂直変位に変わり、さらにその2分の1が海岸に向かう。このとき、海溝から陸棚に透過する過程で最大で2倍、さらに海岸で完全反射で2倍に増幅される。この全部の積は1であるから同程度なのである。階段状構造で近似できるのは陸だなが浅くて幅が広いことにある。

Imamura et. al. (1993) は 200×100 km² でモーメント 3.0×10^{20} N·m の断層モデルに基づいて数値実験を行ない、ここでえられた海岸での最大水位分布と比較している。それによると、分布の傾向は説明できるが、振幅は小さすぎるとしている。彼らが使用した食い違い量は0.375 mである。

これらの結果は、地震モーメント、面積、津波振幅を認めると剛性率が小さくなければならないことを示している。したがって、仮定されている剛性率はすべて大きすぎる可能性がある。このことを説明するには、破壊が剛性の小さい柔らかい所で進行したとしなければならない。なお、この地震が津波地震となったのは、付加プリズムの未発達のために破壊が地表面まで達したことにあるとする見解が、先の Kanamori and Kikuchi (1993) によって述べられている。しかし、破壊が地表面に到達すればなぜ津波地震になるかは明

らかにされていない。津波の断層深さによる発生効率、つまり地表面上下変位の断層の深さによる減衰を従来の断層モデルで考えると、付加プリズムの厚さが1~2 km なら、突き抜けるのとぬけないのでは地表面変位にそれほどの差を生じるとは思えない。となると地震波の発生が表面に近い所で急激に抑えられたと考えなければならない。それには表面近くで剛性率が特別に小さいモデルを考える必要がある。

最後に本震震央付近は Harlow et. al (1981) によって、地震空白域と指摘されていた所であることを付け加えておくことは重要であろう。

津波の上陸後の減衰

ニカラグアの太平洋岸には、コリント、プエルトサンデーノ、サンファンデルスルぐらいしか大きな船の入れる港がないことからわかるように、概して海岸は遠浅である。居住地域は砂浜の発達した所に多い。しかも海面と高低差が小さい所に家が建っている。同じ沈み込み帯の海岸である日本の東北地方太平洋岸と比べると海岸線は直線的であり、遠浅で大きな違いがある。このような海岸で津波が上陸すると、どうなるか？ 同一居住地域のいろいろな点で最大水位を測定するとその値がばらついて観測されていることに気がついた(図1)。これを横軸に汀線からの距離をとって、最大水位をプロットすると、汀線距離とともに減衰していることが確かめられた。典型的な例がサンファンデルスルの場合である。これとマサチャパの例を同時に図5に示した。しかも、おもしろいことに両者ともに最大遡上距離(浸水の限界)では汀線に最も近い点での水位の2分の1になっている。こうして津波は上陸直後に最高水位になって、遡上とともに減衰し最高水位の2分の1になると遡上を止めることが明らかになった。これは痕跡調査が住宅密集地で行なわれていて、測定値が建物の壁に残された痕跡などをもとに測定されている事情を知ると、理解できる。最高水位の地点では、全反射と同一の条件(入射波と反射波の重なりが起り、全エネルギーはすべてポテン

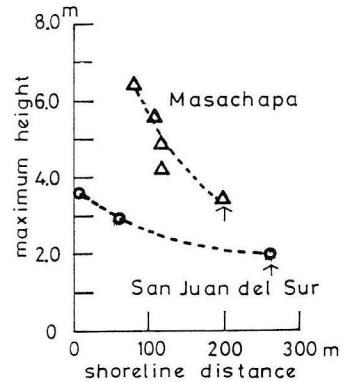


図5 津波高の上陸後の減衰曲線
矢印は最大遡上距離のデータであることを示す(Abe et. al., 投稿中より1部分を転載)

シャルエネルギーになり運動エネルギーが0になる)を満たし、最大遡上距離の地点では最初に持っていた波の全エネルギーのうち運動エネルギーが建物との衝突で失われて最初に持っていたポテンシャルエネルギーだけが残ったのである。実際には上陸時に全部は反射されず(完全な全反射ではない)一部反射を免れた部分が、運動エネルギーを失いながら最大遡上距離に達したものと思われる。このように波におけるエネルギーの相互転化と運動エネルギーの喪失を考えると2分の1の関係が説明できる。この2点以外の多くの点で見られる測定値のばらつきも、大部分はこれと同じ理由によるものとして説明される。

津波の特徴

この津波は図3に見るように、パルス状で、後続波の発達が弱かったことが特徴である。これは湾が多く存在して、複雑な海岸地形を示す日本の海岸では見られないことである(最近、これに似たパルス状の津波が、1993年2月17日能登半島沖地震の津波として輪島で観測された)。このようなパルス状津波が観測されたのは海岸線が直線状で単調なことに加え、陸棚が遠浅で長いことが原因である。このような環境では周期の短い津波が、長い固有周期を持つ環境と共鳴しにくくなるためである。わずかながら発達している後続波は

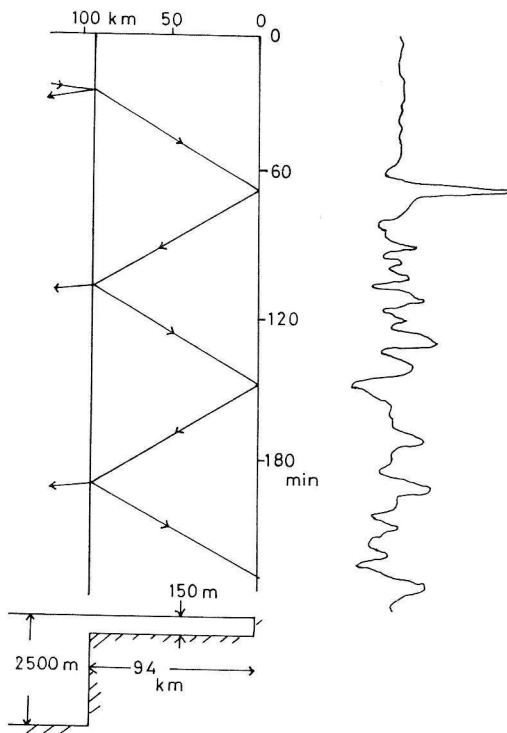


図6 大陸棚のモデルと反射波の走時曲線
右端はコリントの津波の時間変化で日常潮位は除いてある。卓越した波は反射波の走時に対応している。

大陸棚の反射波である。

これを説明したのが図6である。大陸棚を深さ150 m、幅を94 kmの階段で近似すると、大陸棚を往復する時間は82分になり、繰り返し観測されている。反射波を説明できる（日本で陸棚構造の発達している東北日本の日本海側では、この往復時間は42分でこの約半分である（Abe, 1991）。ただし、大陸棚の端では反射に伴って、位相が逆転している事に注目すべきである。完全な津波の検潮記録はこの1点だけであるが、多くの点での聞き込み調査の結果でも波数が2～3波と少ない波数があげられていることから、このようなパルス状の津波がニカラグァ全土で観測されたと見られる。このことから観測された津波波形は、湾などによって乱されることがなかったので、波源の性質を色濃く反映していると考えることができる。

被害の性質

津波の被害の概要とその性質については、次のようなことがいえる。津波の犠牲者数は現地の新聞社の調査によると117または118名である（これは1983年日本海中部地震津波の日本における100名を上回る）。来襲時刻が20時頃であることを考えると、在宅して被災したものと考えられる。もともと津波を経験したことのない人々にとって、海水があふれてきたことは不思議な現象であったに違いない。マサチャパやエルトランシトの例にみるように津波はトラクターや爆発音のような音を伴って来襲した。津波の来襲に対して、泳ごうとして流されたとか、流れが速くて足が地につかなかったなどの証言は津波の来襲がそれほど急なものではなく、何らかの判断をする余裕を与える時間があったことを物語る。また、幼児をかかえて逃げる途中、つまずいた拍子に手を放してしまって、見失ったなどの証言に見られるように、子供達が多く犠牲になった。図7はわれわれの調査した居住区域内での、全犠牲者中の子供の犠牲者の割合である（阿部他, 1993）。これからわかるように、全犠牲者の中で約90%が子供である。被害が社会的な弱者に集中する例である。また水位と犠牲者数の関係を各居住区ごとに調べたところ、水位が平均海面上4 mを超すと犠牲者が急増することも明らかにされた（阿部他, 1993）。

次に建物の被害についてであるが、最もひどか

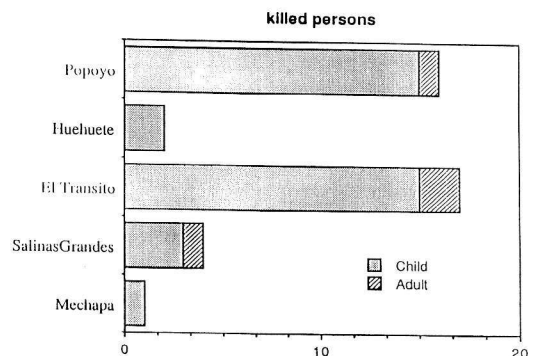


図7 大人と子供の犠牲者数の居住地区ごとの比較（阿部他, 1993）

ったのが9.9 mを記録したエルトランシトである。ここは海岸から山手方向に町が延びているが、海岸に最も近い所には、建物は1戸も残されておらず、山手に向かうにつれて残っている家が多くなっている。ここは小型の船による漁業従事者の多い所で、海水面と1~2 mと変わらない砂浜に家が建てられており、津波の高さもさることながら、家の土台のレベルが低いのが被害のひどかった一因である。またブロック積みの家が壁が破れても残っていることから、被害は家の造りとも関係があることがわかる。前述のように、津波は汀線距離とともに水位を下げていることから、被害は津波最大水位が低くなるとともに小さくなることはあきらかである。

おわりに

1992年ニカラグア地震による津波は、観測地点の海岸の単調さと遠浅が原因で、パルス状で波源の性質を保ったまま観測された。その結果、観測された最大水位分布、観測波形などから波源の性質を推定する事が容易となった。その結果明らかにされた波源域の位置、大きさは、食い違い量を除けば地震波による結果と矛盾しないことが確かめられた。パルス状で未発達の後続波の中に陸地な反射波の存在が確認された。また津波を生じた地震の震度が異常に小さく、津波地震であることが明らかにされた。子供に犠牲者が多いなどの被害の性質も議論された。この津波の調査に従事したのは、筆者の他に、阿部勝征、都司嘉宣（以上東大地震研）、今村文彦（東北工学部災害制御センター）、片尾浩（京都大防災研）、飯尾能久（当時京都大防災研、現在防災科学技術研究所）、佐竹健治（ミシガン大）、ブルジョワ（ワシントン大）、ノグエラ（ニカラグア地質学協会）、エストラーダ（ニカラグア環境研）の10名である。

調査にあたり、有益な情報を提供して下さいました現地住民の方々、調査をスムーズに進めるのに協力して下さいましたニカラグア国土研究所（Instituto Nicaraguense de Estudios Territoriales）の皆様へ感謝いたします。調査は文

部省科学研究費（課題番号 0430631）によって行なわれました。

参考文献

- Abe, Ka., 1979, Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, 84, 1561-1568.
- Abe, Ku., 1991, Tsunami reflected waves from the coasts near the sources, *J. Phys. Earth*, 39, 477-488.
- 阿部邦昭, 阿部勝征, 都司嘉宣, 今村文彦, 片尾浩, 飯尾能久, 佐竹健治, *J. Bourgeois, E. Noguera, F. Estrada*, 1993, 1992年ニカラグア地震とその津波の調査, *東大地震研彙報*, 68, 23-70.
- Abe, Ku., Ka. Abe, Y. Tsuji, F. Imamura, H. Katao, Y. Iio, K. Satake, *J. Bourgeois, E. Noguera and F. Estrada*, 1992, The Nicaragua Earthquake and Tsunami of 2 September 1992 (in preparation).
- Harlow, D. H., R. A. White and I. L. Cifentes, 1981, Quiet zone within a seismic gap near western Nicaragua: Possible location of a future large earthquake, *Science*, 213, 648-651.
- Ide, S., F. Imamura, Y. Yoshida and Ka. Abe, 1993, Source characteristics of the Nicaraguan tsunami earthquake of September 2, 1992, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 863-866.
- Imamura, F., N. Shuto, S. Ide, Y. Yoshida and Ka. Abe, 1993, Estimate of the Tsunami source of the 1992 Nicaraguan earthquake from Tsunami data (in Preparation).
- Kanamori H., 1971a, Seismological evidence for a lithospheric normal faulting-the Sanriku earthquake of 1933, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 4, 289-300.
- Kanamori H., 1971b, Great earthquakes at island arcs and the lithosphere, *Tectonophysics*, 12, 187-198.
- Kanamori H. and M. Kikuchi, 1993, The 1992 Nicaragua earthquake: A slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, *Nature*, 361, 714-716.
- Kawasumi, H., 1956, Intensity and magnitude of shallow earthquakes, *Travaux Scientifiques, Publications Bureau Central Seismologique International*, 99-114.

[あべ くにあき 日本歯科大学新潟短期大学教授]

アメリカ版二つの地震予知騒動

力武常次

一話 似非予知と実害

ブラウニング予知騒ぎ

本誌 11 号「注目される“新”地震予知法（高木美也子）」や 13 号「アメリカ地震予知騒動始末記（力武常次）」などに、1990 年 12 月にアメリカ中西部に大地震が起こるとする自称気候学者 I. ブラウニング（故人）の予知で大混乱が発生したことが取り上げられている。

近着のアメリカ地震学会誌（Bull. Seism. Soc. Amer., 83, 963-980, 1993）に、ブラウニング予知に関して、アメリカ地質調査所（U. S. Geological Survey, 略称：USGS）の Paula L. Gori の論文が載っていて、インチキ予知を早期に反駁しなかったために、地方・州および連邦政府がいかに多くの無駄な努力と経費を費やしたかが述べられている。これは日本にとっても大いに参考になると思われるので、ここにその概略を紹介しよう。何しろ 1989 年 11 月 29 日に Arkansas Democrat 紙にはじめてニュースとして取り上げられてから、アーカンソー、ミズーリ、テネシー、イリノイ、およびケンタッキーにわたる、いわゆるニューマドリッド地震域に巨大地震が起こるとされた 1990 年 12 月 3 日までに、45 種類に及ぶ新聞や雑誌に 300 篇以上のニュース記事が書かれ、テレビ・ラジオのオーバーな報道もあって、これに関する問い合わせが地方・州・連邦の関係機関に殺到したのだからたまったものではなかったらしい。

予知騒ぎの拡大したわけ

ブラウニング予知騒ぎが拡大した理由として、つぎの諸点が指摘される。まず、ニューマドリッド地域は将来巨大地震発生の可能性のある地域であることが、かねてから専門家により認定されている。つぎに 1989 年のサンフランシスコに被害の出たロマブリータ地震（マグニチュード 7.1）のショックが継続している時期であったことがあげられる。ブラウニングはこの地震も予知したと主張している。さらに、ミズーリ州立大学地震研究センターの D. スチュアートがブラウニング説を支持して、大学や国の機関に働きかけたことも影響している。本誌 13 号に述べてあるように、この人は一応専門家であるが、1975 年にノースカロライナ州ウィルミントンに大地震が起こると予言し、霊能者まで動員して騒ぎを起こしたいわば札つきである。

もっとまずいことは、アメリカ中部の地震に関する権威であるセントルイス大学の O. ナトリなどが死去したばかりであったので、的確な評価が行なわれなかった。また、専門家は「かえってインチキ説を権威づける」「黙っていてもいざれ忘れ去られる」……、などの理由で表立って物を言うことを避け、重要な関係機関の長はテレビなどに出演して、はっきりと否定することをしなかった。また、公的機関が市民からの要求に応じて地震問題講演会を開催したり、地震防災対策を強化したりすることは、ブラウニング予知を信用して

表1 州政府機関のブラウニング予知への対応

機関名	対応した職員	手紙または電話受信数	講演または談話	インタビュー	発送印刷物	その他
アーカンソー緊急サービス局			450(1990年) 270(1987～1988年)			1990年12月防災訓練
アーカンソー地質委員会	常時1人	1990年秋には職員1人分	地質学者1人がピッチャーとなる		地質パンフレット 5000部：配布	
イリノイ緊急サービス局	常時3人 学生アルバイト	1990年10月～12月 1日120回	南イリノイで90回		『イリノイの地震』と題するパンフレット25万部 南部イリノイに配布	警察などで訓練実施 学校で地震週間実施
イリノイ地質調査所	地球物理専門家	300(電話および手紙)	10回			
インディアナ州緊急サービス局	地震係	1日40回 (11月)	1990年後半 1日2回			
災害緊急サービスセンター支店	地震係	1日2～3ダース手紙連続の電話12月3日以降ゼロ	100回			
ケンタッキー地質調査所	副所長他		1990年後半40回	ラジオ・テレビ：20回 新聞：50回	『イリノイの地震活動』 1000部	
ミシシッピ緊急サービス局	所長と2人の渉外係	1日10回の手紙または電話	毎週4回、多いとき：1日3回			1990年10月 地震対策会議
ミズリー州緊急サービス局	担当者	手紙または電話5230回 10～11月に3800回	10～11月に307回			
テネシー緊急サービス局	4人	西テネシー局には電話殺到		報道関係者と935回接触	25万部 17万5千部：10～11月	予算の75%を対応に消費。12月1～2日防災訓練
テネシー地質部			週2～8回			CERIが質問に対応

いると受け取られた面もあった。

1990年10月18日、USGSの地震予知評価委員会(National Earthquake Prediction Evaluation Council, 略称: NEPEC)はブラウニング予知を公式に否定したが、この反撃は遅きに失し、予知騒動はその後もつづいた。

各レベルでの対応

多くの公共機関は殺到する一般からの問い合わせに忙殺された。1990年12月6日のUSA Today紙によると、この起こらなかった地震のために20万ドルの経費が使われたとされている。正確にはわからないが最小限の内訳として、ミシシッピで地震問題説明のために3万1千ドルの旅費と資料、アーカンソーで143,759部の地震パンフレット配布のために4万2千ドル、イリノイで24時間電話対応のための人件費1万ドル、テネシーで

はパンフレット増刷のための2万ドルなどがあげられる。

●連邦機関

(1) 国立地震情報センター(National Earthquake Information Center, 略称: NEIC) コロラド州ゴールドデンにあるこのセンターはUSGSに属し、世界中の地震情報を収集する機関としてよく知られている。1990年夏頃より、一般市民および報道機関よりの問い合わせ電話が増加し、12月3日以降までつづいた。所長はテレビや新聞インタビューに多数回出演した。とくに11月11と12日の『The Big One』と題する仮想ロスアンゼルス地震の予知と災害に関するテレビ映画放映の後では、ローカルばかりでなく全国扱いとなった。

コロラドは問題の地震域外であったにもかかわらず、センターには訪問者が相つぎ、7人の常勤

職員が電話応対にかかりきりとなり、学校や市民会合などからの講演依頼に応じきれないほどであった。問い合わせ電話は全国からかかり、特定地域の地震情勢と地震時の心得に関するものが多かった。地震パンフレットを欲しいという要求は、8、9、10、11 および 12 月に、それぞれ 13、30、44、116 および 18 回となっている。

(2) 連邦緊急対策局 (Federal Emergency Management Agency, 略称:FEMA) 1990 年秋、ワシントンの FEMA 本部では、2 人の職員が電話応対とパンフレット発送に勤務時間の 70% をあてた。FEMA は、アトランタ、シカゴ、カンサス・シティ、デントンに支部を置いているが、1990 年秋、シカゴ支部の地震問題担当者はブラウニング予知に関する問い合わせに対応するため、彼女の勤務時間の半分をあてることになった。

●地域公共機関

(1) 中部アメリカ地震協会 (Central U. S. Earthquake Consortium, 略称: CUSEC) テネシー州メンフィスにある CUSEC は中部アメリカの地震災害軽減を目的とする非営利団体である。ブラウニング予知に際して、CUSEC では FEMA パンフレット配布などのために要した 1990 年度予算の超過は 7 万 5 千ドルに達し、電話応対のために 2 人のスタッフを増加したが、それでも追いつかなかった。

(2) メンフィス州立大学地震研究情報センター (Center for Earthquake Research and Information, 略称: CERl) 1990 年 8 月 1 日から 12 月 5 日まで、CERl は中部アメリカにおける地震情報の重要なセンターとなり、その活動は通常とは異ならざるを得なかった。この期間中、CERl は平均 1 日 150~200 回の電話を受け、『The Big One』放映時の 11 月 12 日のピークのときには 400 回に達した。また、11 月 28 日には動物異常行動についての噂などに関し 300 回もの電話があった。通常の受信数は 30~50 回であるから、これは全く異常であった。

この期間に 1 万 1 千個の地震情報小包を発送し、講演依頼などの宣伝活動も激増した。手に負えない

くなった CERl は他の機関の応援を頼むこととなった。電話応対には 3 人の秘書、教育担当マネージャー、2 人の職員が当たったが、必要なときは他の部局の職員も動員された。このようにして日常の活動は全く阻害され、とくに研究活動は全くできなかった。10~11 月に CERl に取材にやって来た 32 人のテレビ取材陣は、日常業務にとって全く邪魔になった。

●州政府機関 州政府機関のブラウニング予知への対応は表 1 にまとめてある。

●郡市町村行政当局 市町村行政当局は、地震発生に際して直接対応を迫られるので、ブラウニング予知への関心は非常に高かった。ある調査によれば、市町村や郡治安官などの行政官の 60% がブラウニング予知をまじめに受けとめていた。

メンフィスから 85 マイルのアーカンソーとの州境に近い人口 1700 のミズーリ州セナスでは、ブラウニング予知はとくに重大に考えられた。町長は CUSEC を訪問し、FEMA から情報を貰った。彼は療養所、教育委員会、地方企業などに地震対策を促し、危機感学校や家庭にまで浸透した。また、応急手当セット、非常食糧、発電機、ウォークトーカー、ラジオなどを購入した。

まとめと教訓

ブラウニング予知は市民および行政当局の地震への関心を高めるのには役立ったが、それにしてもあまりに多くの無駄な努力と経費が費やされ過ぎたと言えよう。また、関心の高まりも一過性であり、長続きしなかった。そして諸機関の対応のまずさはそれらの権威を傷つけたことであった。

このような結果を招いたのは、ひとえに責任および権威のある政府機関が、早期に断固としてブラウニング予知を否定しなかったことによる。今後はこの点を考慮してデマ予知に対応しなければならないというのが大方の識者の声である。

日本では、一般市民の地震知識はかなり高く、アメリカ中西部のような混乱はまず起きないであ

ろう。本文にあるように、アメリカでは行政当局よりも地質調査所などの地震問題担当機関に問い合わせが集中したようであるが、日本では気象庁などよりもむしろ地方自治体や市町村当局の防災課や警察・消防などに問い合わせるケースが多い

ものと思われる。それだけ末端の防災当局に実力がありかつ信頼されているということであろう。しかしながら、早期に、デマ情報を打ち消さねばならない点は、当然のことながら日本でも実行しなければならないことである。

二話 地震警報と行政の対応

アメリカ・カリフォルニア州パークフィールド付近にM=6の地震が発生するという、いわゆるレベルAの警報が実際に発令されたこと、しかし地震は起こることなく、警報は空振りに終わったことは、本誌15号(1993年6月)に浜田和郎君が「パークフィールドの地震予知——警報の空振り」と題して解説している。近着のアメリカ地質調査所(U. S. Geological Survey, 略称: USGS)発行のPR誌『地震と火山』(Earthquakes & Volcanoes, 23巻, 4号, 170-174, 1992)には「1992年10月のパークフィールド地震予知: 緊急サービスの対応」(The Parkfield Earthquake Prediction of October 1992: The Emergency Services Response)というカリフォルニア州の知事直属の緊急サービス局責任者R. アンドリュース(Richard Andrews)の記事が載っている。パークフィールド予知の科学的側面は浜田君の論説でよくわかるが、ここにはアンドリュースの所説をもとにその社会反動的側面を解説しよう。

州当局の迅速な対応

州当局は1980年代の半ばより、住民に「パークフィールドに何が差し迫っているか」をPRし、警戒レベルや警報の発令方法などを解説したパンフレットを住民に配布していた。

1992年10月19日夜、M=4.7の地震発生後の18分後、USGSより現在B警戒レベルで、もうすぐAレベルとなるであろうという第1報が入った。そしてその6分後にはレベルがAに格上げされたとの連絡があった。

レベル格上げ9分後、緊急サービス局は緊急ラ



ジオシステムを通じて、上記の6郡およびサンタ・バーバラ郡につきのような通達を行なった。

「11時01分以後警戒レベルAが発効する。各郡は今後72時間はレベルAが継続するとして、所定の短期予知対応策を発動しなさい」

州当局は直ちに職員を動員した。上述の7つの郡でも同様であり、18以上の国および州の部局では、人員動員、機材移動、車のガソリン充填、休暇中の職員召集などを行なった。

地震ホットライン

ランダース地震(M7.5, 1992年6月)以後、カリフォルニア州には地震安全対策のためのホットライン(地震110番!)が開設されているが、今回は担当者を増やして対応に当たった。ふだんは1日あたり約55回くらいの通話数が警報後の初日には約355回にはね上がり、この高いレベル

は3日間継続した。ごくわずかの例外を除いて、一般の反応はきわめて適切であったと判断される。追加情報を求める電話がきわめて多く、今回の情報が南カリフォルニアやサンフランシスコ湾岸の危険を示すものではないことを確認したいとするものが多かった。「市民として何をすべきか？」との質問（いかにもアメリカ的であるが）もしばしばあり、パニックの兆候は全くなかった。「こんな馬鹿げたことはやめろ」という声はほとんどなかった。

警報解除の後始末

警報は予定通り72時間後に解除された。当局はパークフィールドに情報センターを設置して、最新情報を集まっている報道陣に提供した。このような経験を通じて、適当な計画性と公共の準備があるならば、地震警報を公共の安全に役立てることができることが確認された。このようにして、USGS、州緊急サービス局および他の地方政府が一体となって活動したのは世界でも類のないことである。しかし、パークフィールドのような人口28~34人の小集落ではなく、大地震の影響がはるかに深刻であると考えられるいわゆるメトロポリタン地区で、同様のことを行なうことは多くの点において根本的に異質な点があるであろう。

数多くの自然災害において、大地震を特徴づけるのはその突然性にある。例えば、ハリケーン・アンドリューの場合には、それが大西洋上を移動して来るのを追跡することができた。地震の場合にはそのようなことは全く期待できない。全くの正常状態から数秒のうちに突如として非常事態を招くのが大地震である。したがって、前もって危険が高まっていることを公共および安全対策機関が知っていることは、危険を避けるためにきわめて有用である。

もう一度あったら

この記事は、警報解除直後の10月23日にパークフィールドで行なわれた記者会見の際に、アン

ドリュースが述べたことの要約である。この会見は72時間つづいたレベルAの警報が解除された直後行なわれた。

「もし、つぎのレベルAの事態が発生したら、公共は何をするべきか」という記者からの質問に対し、アンドリュースはつぎのように答えている。

パークフィールドおよびその周辺の人々のとるべき行動や地方政府および州機関に忠告するべきこととして、州当局は10月19日午後11時に実施したのと基本的に同じであると考えている。これは、つまり「基本的な対策を講じなさい」ということである。今の場合に予想されるのはマグニチュード5また6の地震であり、マグニチュード7の発生に結びつく僅かな可能性はあるにしても、日常生活を大幅に変更しなければならないほどの危険性はないと考えられる。

したがって、州当局は当該の地域に対し、日常の活動を制限することなく、地震安全対策に十分配慮し、実際に地震動を感じたら適切な行動をするように忠告する。

注：パークフィールドの警報レベル　パークフィールドの地震警報レベルとして、A、B、C、DおよびEが設定されている。これらのレベルは金森博雄君によって、本誌2号（1986年12月）に「パークフィールドの地震予知」と題して説明されているが、読者の便宜のために、ここに再録する。

警報レベルと地震発生確率

レベル	1日当たりの発生確率	レベル発生頻度
E		
D	0.0035~0.014	2~6ヵ月に1度
C	0.014~0.06	6~18ヵ月に1度
B	0.06~0.22	18~54ヵ月に1度
A*	> 0.22	54ヵ月以上に1度

* 72時間以内に37%の確率。

基本的には各種観測データに基づいた地震発生確率（その算定根拠が十分であるとは言えない）によってランクづけされていて、レベルEは正常状態に対応し、レベルAとBは「アラート（警報）」と呼ばれ、レベルA以外はUSGS部内限りの情報であるが、レベルAに達すると、今回のように州当局に通報されることになっている。

[りきたけ つねじ 東京大学・東京工業大学名誉教授]

津波の常識

1993年北海道南西沖地震津波から考える

相田 勇

1993年7月12日夜、奥尻島を中心に大きな被害をもたらした地震が起こった。1983年日本海中部地震が、日本海には津波はないと信じていた人々の期待を裏切って、大津波を引き起こして100人も人命を奪ってから僅か10年である。そして今回はさらに多い200人以上の死者行方不明者をだしたのである。日本海東縁では、津波を伴うような大地震が、1940年積丹半島沖地震、1964年新潟地震、1983年日本海中部地震、そして1993年北海道南西沖地震と、それぞれ24年、19年、10年とわけて短い繰り返し時間で活発に活動していることになる。いまや日本海沿岸は屈指の津波常襲地帯になってしまった。このようなことは予想外で、なぜいま活動的なのか、日本海東縁のテクトニクスが今後一層注目されるだろう。

さて、今回の地震で津波についての関心が一気にたかまった。現代の科学でも容易に説明できない難しいことは別として、常識的に答えられるいくつかの素朴な問題について、ここで考えてみよう。

津波の警報は間に合うか？——発生機構

津波は、海底下にある震源断層のずれによって地殻に変形がおこり、海底が隆起したり、沈降したりすることによって発生する。したがって海底の変動域と海岸との「距離」を、津波の「波速」によって割れば、伝わってくる時間がわかる。この「距離」は震源からの距離ではなく、海底の変動域の縁からの距離であることに注意したい。北海道南西沖地震で、もっとも被害の大きかった奥尻島は、震央からは70km～80kmも離れていたが、余震から判断される震源域は、奥尻島の西側、すぐ近くまで延びており、またその後にはわかった、島が数十cmも沈下しているという情報から考えると、奥尻島は海底変動域の中にあっただことがわかる。この地震の断層のメカニズムは、断層面が西に傾斜していたとするのが有力であるので、海底の変動や津波発生の様子を模式的に示すと図1のようになる。つまり、断層はこの紙面に直角の面上、むこう側の遠方からこわれはじめ、断層破壊面の端は、島の西側(図では左側)近くまで達したのである。これによって海底は図の点線のように動き、島は沈下した。津波はまずこの変動の形と同じ形に海面が変わ

り、それが海の深さで決まる「波速」で周囲に伝播するのである。つまり「距離」はほとんど0で、地震とともに島の周辺で津波がはじまっていたといつてよい。ただ海底変動の大きい部分は島からやや離れていたため、そこから生じた高い波が、陸地に達するまでには数分を要したのである。

ところで現在の津波警報は、地震が発生してから震源の位置・マグニチュードを決定して、津波が発生するかどうかの判定をする仕組みになっている。その作業をやっている時には、すでに津波は発生してしまい刻々陸地に近づくのである。したがって、残念ながら警報発令が間に合う場合は、三陸はるか沖の地震のみで、関東・東海道・南海道の地震にしても、間に合わない地域が一部で生じる可能性が高い。奥尻島稲穂地区でも、今回地震がおさまって外を見たとき、津波はすでに家の近くまで迫っていたということである。現状では、海岸で激しい地震動を感じたなら、とりあえず津波を警戒して高所に避難することが最善のみちである。

津波は引き潮で始まるのか？

津波は初め潮が引く、と思っている人が意外に多い。有名な“いなむらの火”の話(『地震ジャーナル』12号1991年12月参照)でも、五兵衛が津波に気づいたのは、潮が急に引き出したからとなっている。では本当に津波はいつも引潮から始まるのだろうか。これに対する答え

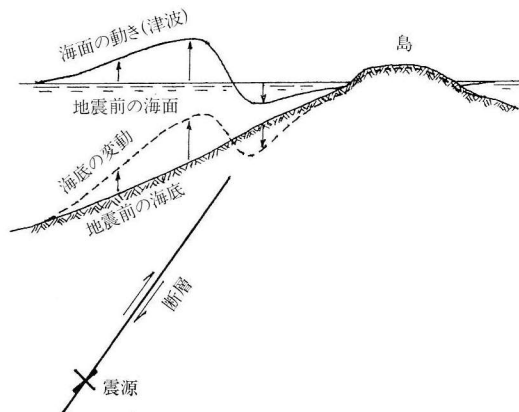


図1 津波発生機構の模式図



写真 1993年北海道南西沖地震津波の被害
奥尻島青苗（社会情報システム井上氏提供）

は、伊東市宇佐美、行蓮寺の境内にある津波碑に刻まれている。それによると1703年元禄地震の時、津波はいきなり押し寄せてきて300人あまりの人が亡くなった。ところがそれより70年まえ、1633年寛永地震の時は、はじめ海の潮が引いて、人々が魚を拾いにでたため、逃げ後れて2、3の人が亡くなったということである。元禄地震は相模トラフの地震であり、寛永地震は相模湾北西部に限られた地震で、津波を起こす海底の変動域の様子が両者と異なっていた筈である。そこで押し寄せる津波のはじめの波が上げ波であったり、下げ波であったりしたものである。つまり発生する地震のメカニズムにより海底の変動の様子が異なり、津波のはじめの波も変わるのである。それではどうして、“津波は引き潮で始まる”といわれるのだろうか？ 昭和8年三陸津波や昭和35年チリ津波は引き潮で始まった所が多かったので、その経験が強調されたのだろうか、それとも初めの上げ潮が小さく気づかれず、つぎの引き潮を初めの波と見誤ったのだろうか。いずれにしろ、初め上げ潮になる場合の方が多く、潮が引かないから大丈夫と考えたら大変危険であることは明らかである。

津波の高さとは？

一般に、津波の最高の水位を、平均海面から測って津波の高さとしている。津波の高さは、その周期にもよるが、海岸付近の地形でかなり局地的性があるものである。単調な地形で、ある範囲ではかなり一様な高さになっている。しかし、海底や陸上の地形が複雑に変化しているところでは、数十メートル離れただけでも高さが著しく違う場合がある。この現象は、津波の周期が短い場合、一般的には水深の深い海で津波が発生した場合に起こりやすく、浅い海で発生した津波では起こりにくい。

また、津波が伝播する過程で、屈折によるエネルギーの集中や分散がおこり、これによっても津波の高さの地域性が生じる。例えば、一列横隊にならんだ人の列があったとしよう。もし左側の方はゆっくり歩き、右側の人ほど早足で歩いたとすれば、列は次第に左側に向きを変えていくだろう。津波は海の深さが深いほど早く進む。したがって、海岸に平行に進む波があったとすると、水深の深い沖の方は波速が早く、水深の浅い海岸近くは波速が遅いので、波は次第に曲げられて、海岸に直角に進むように向きを変える。このような波の屈折によって、海底の地形によるレンズのような効果を生じ、エネルギーが集中したり、分散したりするのである。

検潮器は津波の高さを測れるか？

海は毎日、干潮と満潮を繰り返して、決して一定の水位を保っていない。このように変化する海面のレベルを記録するものを検潮器（あるいは験潮儀）という。検潮器は日本の沿岸各地に非常にたくさん据えつけられている（本号 ADEP 情報参照）。これはある基準面からの海面の高さを測っているのだから、津波の際の海面の昇降を測るのにも便利に使われている。検潮器は普通導水管でつながれた検潮井戸の水面を測定している。したがって導水管が太ければ井戸内の水面は外の海面と同じになる。しかし、波の荒い海岸に据えつけられている場合には、風波やうねりなどのノイズが大きいため、それら短周期の波を消去する装置が導水管の先端につけられている。津波の周期が5～10分と短い場合には、この装置の影響を受けて、実際の津波による海面の変化を忠実に記録できない。ところが、気象庁の津波に関する情報は、各地の津波の高さをこの検潮器の記録によって発表しているから、実際そこにきている津波の高さより著しく低い場合がある。1983年日本海中部地震津波の場合にもこれが問題になったが、今回の北海道南西沖地震津波でも、各地で被害が出始めているのに、津波の高さはどこも数十センチメートル以下という発表で、聞く者にたいへん誤解を与えた。検潮器の記録が実際の海面の動きの何分の1になるかは、厳密には難しいが、もし検潮井戸の特性がわかっていたら、大略の値は、記録の振幅と、それに達した時間とから推定できるから、情報発表の方法をなんとか改めることはできないだろうか。また、それにもまして、津波を忠実に記録できる装置を全国の海岸に設置することこそが重要なことではなからうか。

【あいだ いさむ 地震予知総合研究振興会主任研究員】

地震に強い防災まちづくり

東京都の地震危険度

箕田広美

はじめに

東京は、人口や産業の集中によって、世界史上に例をみないまでに大きくなった都市である。しかし、地震災害に対する安全性の面では必ずしも十分とは言えない。それは過去に大震災を経験をしたにもかかわらず、防災への配慮が十分なされないまま、都市の形成が行なわれてきたからである。しかも、都市ガス、プロパンガス、石油ストーブなどの火気器具の普及や、高層ビル、大地下街、自動車交通量の増加などによって、災害の危険度は増しているのが実状です。

東京都では、このような地震災害から都民の皆さんの生命と財産を守るため、安心して住めるまち——東京をめざして、防災まちづくりをすすめています。その一環として、東京都震災予防条例第17条に基づき、地震に関する地域危険度測定調査を行ない、その結果を公表しています。

第3回地域危険度測定調査の概要を、ここにご紹介することにより、地震の危険性とは何かを理解していただき、防災意識の高揚、地震災害に強い都市づくりの指標として利用していただければ幸いです。

地域危険度測定調査の目的および方法

地域危険度測定調査は昭和50年区部の第1回測定調査に始まり、今回第3回測定調査結果を平成5年1月公表したところである。

〈目的〉

- (1) 地震災害に強い防災都市づくりの指標として、震災対策事業を優先的に実施する地域を選択する際の参考とする。
- (2) 地震災害に対する都民の認識を深め、防災意識の高揚に役立てる。

〈調査方法〉

- (1) 対象区域 原則として都市計画区域のうち市街化区域及び開発予定区域(23区30市町)
- (2) 測定方法 500m 正方メッシュ単位で測定し、500mメッシュ表示(一部町丁目表示)
- (3) 評価方法 1～5までの5段階で、メッシュ相互

の相対評価を行なう。

- (4) 想定地震規模 関東地震級(M 7.9)および直下地震(M 6.9)

- (5) 調査項目 まず、地域危険度を算定する際の基礎条件として地盤の諸性状について調査し、次の項目について測定した。

①建物危険度、②火災危険度、③人的危険度、④避難危険度、さらに、①建物危険度と②火災危険度を合算して⑤総合危険度Ⅰとし③人的危険度と④避難危険度を合算して⑥総合危険度Ⅱとした。

危険度の測定にあたっては、特定の日時に限定せず、「年間を通じて平均的に危険なところ」を表す指標と位置づけた。危険度の測定結果は5段階のランク分けを行ない地図表示し、メッシュ間の相対評価で行なった(A 地域危険度算定フロー参照)。

地盤の諸性状

建物危険度、人的危険度を算定する際の基礎条件となる地盤関係の特性(強地震動、液状化、盛土地域の分布、崖・擁壁、斜面地域の分布)について測定調査を行なった。この測定調査のために必要な基礎データとして、地盤の調査を行ない地盤分類を行なった。

また、強地震動の前提条件として、関東地震(M 7.9)と直下地震(M 6.9)の2種類を想定して測定した。

地盤分類の方法は、基盤の性状、地形、表層土層の性状を考慮し123種の地盤タイプ(第一次地盤分類)に分類し、さらに表層地盤の伝達関数および応答計算による表層地盤の増幅度曲線によって、40パターンの分類(地震工学的地盤分類)を行なった。

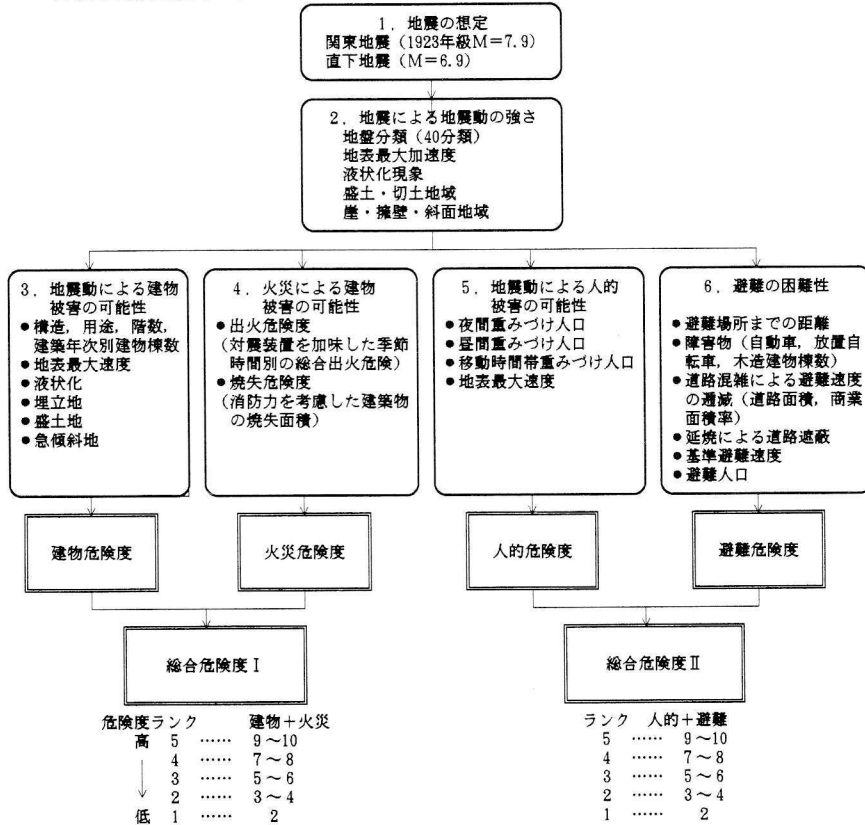
建物危険度測定調査

建物危険度は地震動によって建物が壊れたり、傾いたりする危険性の度合いを評価したものである。

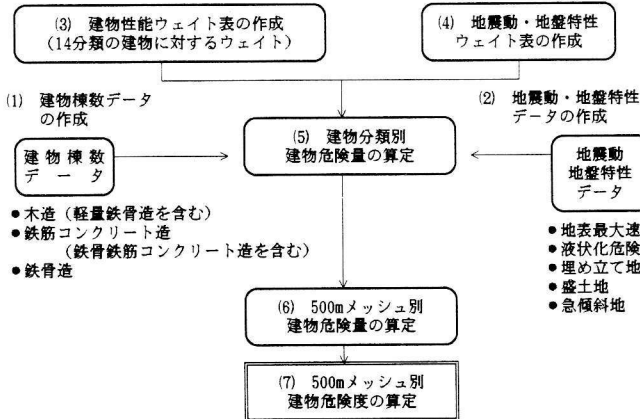
〈調査の概要〉

地震による建物被害の受けやすさは、「建物の耐震性能」と「地震入力および建物が建っている位置の地盤、環境条件」の2つの要因が大きく影響する。例えば、構

A 地域危険度算定までのフロー



B 建物危険度算定までのフロー



盤特性データ (地表最大速度, 液状化埋立地, 盛土地, 急傾斜地)」や建物棟数データを考慮して算出した (B 建物危険度算定フロー参照)。

〈調査の方法について〉

- (1) 建物棟数データの作成 各種資料より, 構造別, 階数別, 年代別, 用途別等14分類の棟数データを作成
- (2) 地震動・地盤特性データの作成 建物の危険度を算定するために使用する地震入力には地表最大速度を使用した。地表最大速度は, 次のように求めた。

$$V = \frac{AT}{2\pi}$$

V : 地表最大速度 (Kine=cm/s)

A : 地表最大加速度 (地盤の諸性状測定調査結果を使用)

T : 加速度を正弦波とした時の周期 (コーナー周期)

メッシュ別地震工学的地盤分類と応答スペクトル及び地盤特性データ (液状化, 埋立地 盛土地, 急傾斜地) については地盤の諸性状測定調査から入手した。

- (3) 構造分類と耐震性能ウェイト表の作成 構造分類は, 木造, RC造, S造の3つにわけ, 必要に応じて

造種別 (木造, RC造, S造など) 建築年次, 建物階数, 設計, 材料, 施行の良否の違いにより, 明らかに「建物の耐震性能」は異なり, 震害の受けやすさの程度は異なる。

したがって, 今回の建物危険度は, その建物の「構造耐力上からみた震害の受けやすさを示す耐震性能ウェイト」とその建物が建っている「地盤, 環境条件 (地震入力を含む) からみた震害の受けやすさを示す地震動, 地

表1 建物分類と耐震性能ウェイト

分類 No.	構造	種類 (用途, 階数, 年代)	ウェイトA Wk	ウェイトB Wk	ウェイトC Wk
1	木造	住宅 ~S45 (昭和45年以前)	0.90	0.60	0.90
2	木造	住宅 S46~ (昭和46年以降)	1.00	1.00	1.00
3	木造	店舗・併用住宅 ~S45	0.60	0.30	0.70
4	木造	店舗・併用住宅 S46~	0.80	0.50	0.80
5	RC造	1~3F ~S45	0.72	0.60	0.80
6	RC造	1~3F S46~	0.80	1.00	1.00
7	RC造	4~7F ~S45	0.56	0.50	0.60
8	RC造	4~7F S46~	0.64	0.90	0.90
9	RC造	8F ~S45	0.48	0.40	0.90
10	RC造	8F S46~	0.56	0.80	1.00
11	S造	1~5F ~S45	0.40	0.40	0.80
12	S造	1~5F S46~	0.60	0.70	1.00
13	S造	8F ~S45	1.00	0.90	0.90
14	S造	8F S46~	1.00	1.00	1.00
15	その他	(石造, ブロック造, 土蔵)	—	—	—

用途, 階数, 建築年次を考慮し, 「その他」を含め 15 に分類し, 耐震性能ウェイトは 14 分類に設定した (以下表 1 建物分類と耐震性能ウェイト表参照).

(4) 地震動・地盤特性ウェイト表の作成 地震による建物の被害原因は, 「振動による被害」と「地変に伴う被害」に大別される. 振動による被害の原因として地表最大速度を考え, 地変による被害の要因としては液状化, 埋立, 盛土, 急傾斜地を考慮した. 地震動, 地盤特性ウェイトは過去の震害経験, 研究成果をもとに表 2 のように 3 種類定めた (以下表 2 地震動・地盤特性ウェイト表参照).

(5) 建物分類別危険量の算定 「耐震性能ウェイト表」(表 1), 「地震動, 地盤特性ウェイト表」(表 2) より, 該当するウェイト量を決め, 下記により「建物危険量 Pk」を算出した.

$$Pk = Nk (1 - Wk \cdot Uk)$$

Wk: 建物分類 k に対する耐震性能ウェイト量

Uk: 建物分類 k に対する地震動, 地盤特性ウェイト量

Nk: 建物分類 k の建物棟数

(6) 500 m メッシュ別建物危険量の算定

(5) で算出した建物分類ごとの危険量 Pk をたしあわせて, 該当メッシュの建物危険量 Pi を算出した.

$$Pi = \sum_{k=1}^m Pk \quad m: \text{建物分類数} \\ (m=14)$$

表 2 地震動・地盤特性ウェイト

項目	区分	ウェイトA	ウェイトB	ウェイトC
振動による被害要因	0~20kine	1.0	1.0	1.0
	20~40kine	0.7	0.8	0.8
	40~60kine	0.4	0.5	0.6
	60~ kine	0.2	0.2	0.3
地変による被害要因	液状化			
	ほとんどない	1.0	1.0	1.0
	可能性小	0.8	0.7	0.9
	可能性大	0.6	0.3	0.7
	埋立			
	昭和35年以前	1.0	1.0	1.0
	昭和36年以降	0.8	0.8	0.8
	盛土			
なし	1.0	1.0	1.0	
あり	0.8	0.7	0.9	
急傾斜地	なし	1.0	1.0	1.0
	あり	0.8	0.8	0.7

(7) 500 m メッシュ別建物危険度の算定 3 通りのウェイトを用いて得られた 3 種類の危険量 Pi (i=1~N; N はメッシュ数) から建物危険度を以下のように求めた.

① 3 種類の建物危険量 Pi に対してそれぞれの標準偏差 σj (j=1~3) を次式により求めた.

$$\sigma_j = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Pi^2}$$

N: メッシュ数

Pi: ウェイト j を用いて得られた建物危険量

② 3 種類の建物危険量をそれぞれ 3σ (j=1~3) で割って規準化する.

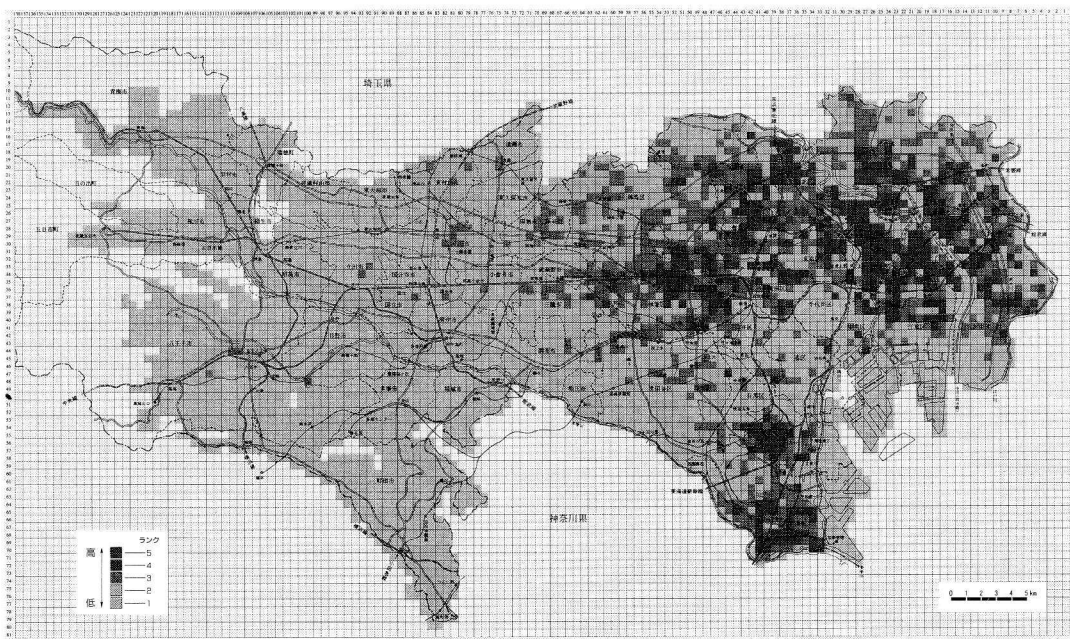
③ 規準化した 3 種類の危険量をメッシュごとに加えあわせて 3 で割って平均をとる.

④ 平均した危険量 Pi の標準偏差を次式により求めた.

$$\Sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Pi^2}$$

表 3 建物危険度とメッシュ数

ランク	建物危険度	メッシュ数 () 内は %		
		区部	多摩	計
5	0.7983~	133	0	133 (2.7)
4	0.5987~0.7983	305	1	306 (6.1)
3	0.3992~0.5987	617	59	676 (13.5)
2	0.1996~0.3992	706	502	1,208 (24.0)
1	0.0000~0.1996	757	1,937	2,694 (53.7)
合計	—	2,518	2,499	5,017 (100)



建物危険度図（あなたのまちの地域危険度より）

n : メッシュ数

Pi : 規準化した3種類の危険量をメッシュごとに平均した危険量

⑤ 3Σ を5等分して建物危険度のランク境界を決め、平均した危険量の小さい順にランク1, 2, 3, 4, 5と決めた（表3：建物危険度とメッシュ数参照）。

〈調査結果について〉

調査の結果、東京都全域で見した場合建物棟数の多い区部の方が多摩（市部）より危険度が高くなっている。

危険度の高い地域は下町地域及および北区、足立区、葛飾区、江戸川区の一部の他品川区と大田区の各一部、豊島区と中野区の各一部に広がっている。

これらの地域では新築や改築の時は地盤の性状をよく調査し耐震性の高いものを作る事が望まれる（建物危険度図参照）。

火災危険度測定調査

火災危険度は、地震による出火の起こりやすさ（出火率）とそれによって建物がどれくらい燃えるか（焼失面積）を計算して、火災の危険性の度合いを評価したものである。

〈調査の方法について〉

1. 火災危険度算定フロー

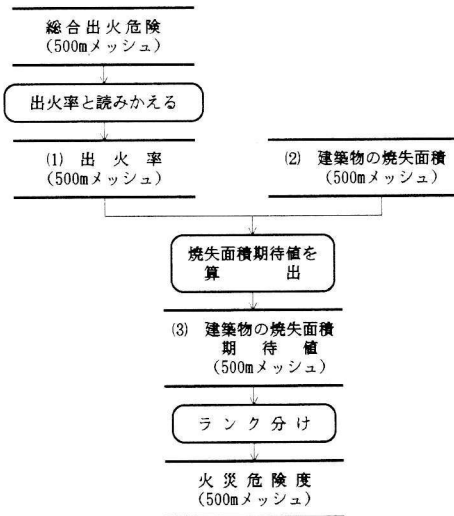
(1) 出火率 東京消防庁によって算定されている250mメッシュ単位の総合出火危険（対震装置を加味し

た場合の夏昼食時、夏夕食時、冬昼食時、冬夕食時のケース）を用いて500mメッシュ範囲で加算して500mメッシュ別総合出火危険（4ケース）を求めた。さらに4ケースに各時間帯の重みを乗じて平均する事により平均総合出火危険を求めた。

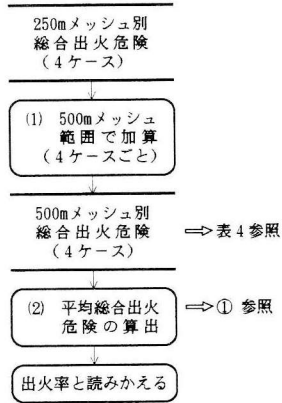
平均総合出火危険を出火率と読みかえる。

(2) 建築物の焼失面積 東京消防庁によって算定されている消防力を考慮した場合の1時間あたりの建築物の焼失面積（250mメッシュ単位）を500mメシ

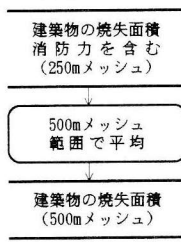
C 火災危険度算定までのフロー



C₁ 出火率の算定フロー



C₂ 建築物の焼失面積の算定フロー



メッシュ範囲で平均し建築物の焼失面積とする。

- (3) 建築物の焼失面積期待値 [(1)出火率] × [(2)建築物の焼失面積] を計算して建築物の焼失面積の期待値を算定した。この値をランク分けして火災危険度とした (C 火災危険度算定フロー参照)。

2. 出火率の算定フロー (C₁ 参照)

3. 建築物の焼失面積の算定フロー (C₂ 参照)

〈調査結果について〉

火災危険度図によると火災危険度の高い地域は杉並区東部、中野区の一部、豊島区西部、足立区、荒川区の各一部、葛飾区南西部、墨田区北部、目黒区南東部、大田区中央部などの他、武蔵野市、三鷹市の中央線沿にも存在している。

表4 「総合出火危険」のケース別の季節・時間帯の設定

ケース	季節	時間帯
夏：夕食時18時	8ヶ月(暖房器具なし)	16h~21hの5時間
夏：昼食時12時	8ヶ月(暖房器具なし)	21h~16hの19時間
冬：夕食時18時	4ヶ月(暖房器具あり)	16h~21hの5時間
冬：昼食時12時	4ヶ月(暖房器具あり)	21h~16hの19時間

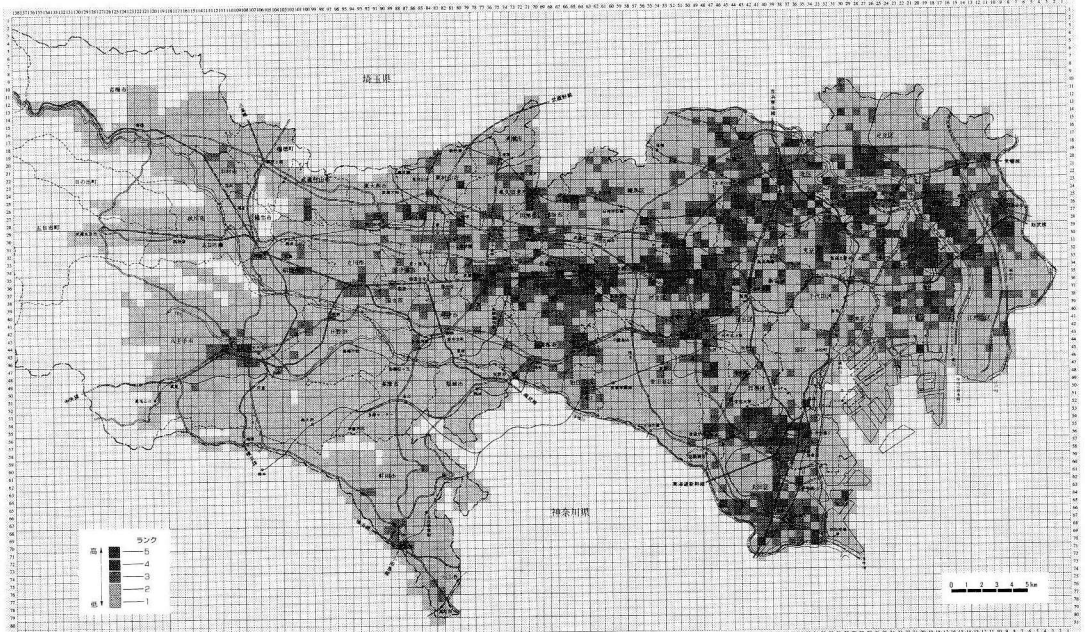
① 平均総合出火危険の算定式

$$S = \left(\frac{8}{12} \times \frac{5}{24} \right) S_1 + \left(\frac{8}{12} \times \frac{19}{24} \right) S_2 + \left(\frac{4}{12} \times \frac{5}{24} \right) S_3 + \left(\frac{4}{12} \times \frac{19}{24} \right) S_4$$

S ; 平均総合出火危険
 S₁ ; 夏 18時の総合出火危険
 S₂ ; 夏 12時の総合出火危険
 S₃ ; 冬 18時の総合出火危険
 S₄ ; 冬 12時の総合出火危険

表5 火災危険度のランク別メッシュ数(平均：120㎡, 最小：0㎡, 最大：4,750㎡)

ランク	消失面積期待値	メッシュ数()内は構成比(%)		
		区部	多摩	計
5	920㎡以上	89	11	100 (2)
4	420㎡以上 920㎡未満	194	57	251 (5)
3	130㎡以上 420㎡未満	512	241	753 (15)
2	35㎡以上 130㎡未満	711	543	1,254 (25)
1	35㎡未満	1,012	1,647	2,659 (53)



火災危険度図 (あなたのまちの地域危険度より)

こうした地域では火気器具などからの出火防止や、防災市民組織による初期消火力の強化などにより出火の防止を進めると同時に、木造建物の不燃化や道路、公園の整備などの延焼を防ぐ対策が必要である（火災危険度図および表5：火災危険度のランク別メッシュ数参照）。

人的危険度測定調査

人的危険度は、地震動によって人間がさらされる危険性の度合いを評価したものである。

〈調査の概要〉

地震によって死傷者が発生する危険性には、(1)「その地域に存在する属性（性別・年齢別構成）まで考えた人口」と、(2)「地震入力」の2つの要因が考えられる。そして、1日を基準時により夜間（14時間）、昼間（8時間）移動時間（2時間）の3つに分け、人口を性別・年齢別に重みづけした重みづけ人口と、地震動の強さを表す地表最大速度ウェイトをかけあわせて、(3)基準時人的危険量を求めた。

こうして求められた基準時人的危険量に、(4)時間帯による重みをかけて、(5)総合化した人的危険量を算定した。さらにこれを1から5段階にランク分けして、(6)総合化した人的危険度を求めた（D 人的危険度算定フロー参照）。

〈調査の方法について〉

(1) その地域に存在する属性（性別・年齢別構成）

過去の震災調査によると、年齢・性別により死傷する

D 人的危険度算定までのフロー

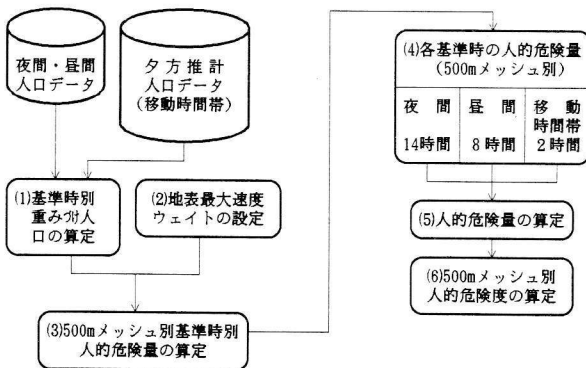


表6 性別、年齢別人口にかけた重みづけ人口ウェイト

年齢別	性別	
	男性	女性
0～9歳	1.2	1.2
10～49歳	1.0	2.0
50～69歳	1.5	3.0
70～歳	2.0	4.0

表7 地表最大速度ウェイト

地表最大速度 (kine)	Wv
0～20未満	0.8
20～40未満	0.6
40～60未満	0.3
60以上	0.0

人の割合が異なることがわかる。例えば人口が多いほど、その地域で死傷者が発生する危険性は高くなり、また、高齢者の占める割合が高いほど、死傷者である確率も高くなる。このことから、性別・年齢別に重みづけした重みづけ人口を設定した（以下重みづけ人口ウェイトと言う。宮城県沖地震の死傷者発生率を基に、10～49歳男性の1.0を基準とした。表6参照）。

人口については、夜間、昼間人口は昭和60年の国勢調査人口データ、移動時間帯人口は「被害想定」で得られた夕方推計人口データを使用した。

(2) 地震入力 建物危険度測定調査で得られた地表最大速度を用いた（表7参照）。

(3) 基準時人的危険量 1日を基準時により夜間（14時間）、昼間（8時間）、移動時間帯（2時間）の3つに分け、人口を性別・年齢別に重みづけした重みづけ人口 X_i と地震動の強さを表す地表最大速度ウェイト W_{vi} をかけあわせて基準時人的危険量 P_i を求めた

$$P_i = X_i \cdot (1 - W_{vi})$$

* (i = メッシュ数 : 5017 個)

(4) 基準時人的危険量が求められた後、時間の重みをかけて次式により、(5)総合化した人的危険量 P_i を算出した。

$$P_i = \frac{14(\text{時間})}{24(\text{時間})} \times P_{1i} + \frac{8(\text{時間})}{24(\text{時間})} \times P_{2i} + \frac{2(\text{時間})}{24(\text{時間})} \times P_{3i}$$

(6) 人的危険度 (5)より人的危険量を1から5にランク分けして総合化した人的危険度を求めた（以下、標準偏差により求めた）。

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i^2}$$

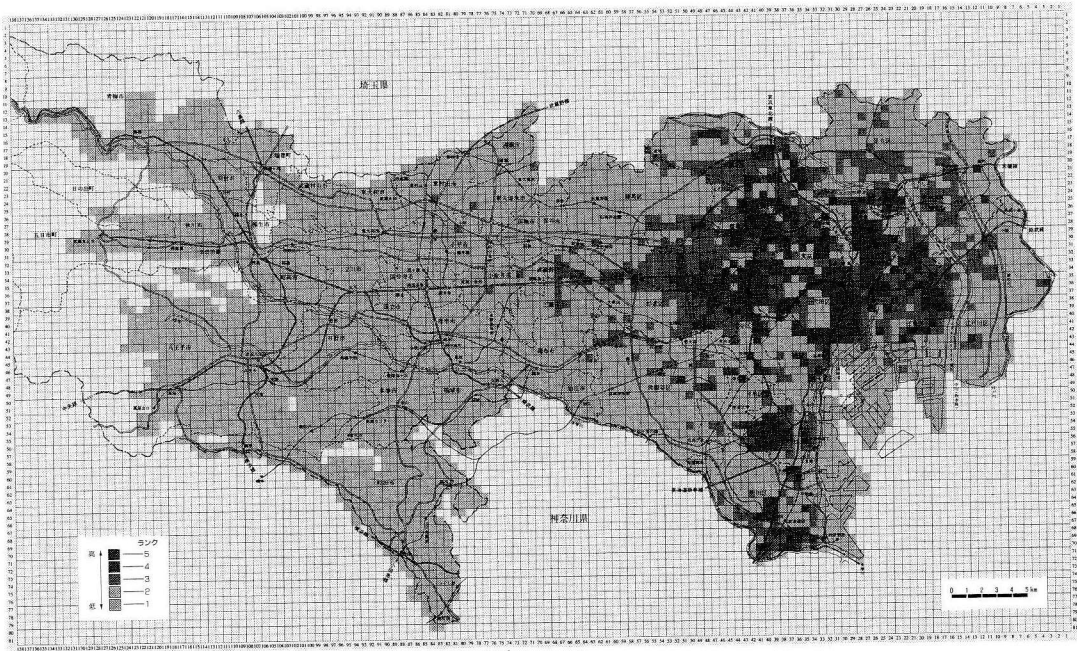
* N : メッシュ数

〈調査結果について〉

危険度の高い地域は、多摩地域よりも区部に、なかでも都心部に広く見られるほか、池袋、新宿、渋谷など交通のターミナル周辺に存在している。このことは、昼間、都市活動が活発に行なわれて

表8 人的危険度とメッシュ数

ランク	人的危険量	メッシュ数()内は%		
		区部	多摩	計
5	$8.551 \leq P_i$	131	0	131 (2.6)
4	$6.418 \leq P_i < 8.551$	245	1	246 (4.9)
3	$4.276 \leq P_i < 6.418$	510	22	532 (10.6)
2	$2.138 \leq P_i < 4.276$	851	258	1,109 (22.1)
1	$0 \leq P_i < 2.138$	781	2,218	2,999 (59.8)
計	—	2,518	2,499	5,017 (100)



人的危険度図（あなたのまちの地域危険度より）

いる地域での潜在的な危険性の高さを示しているといえる（表8および人的危険度図参照）。

避難危険度測定調査

避難危険度は、避難場所などに到達するまでの間にさらされる危険性の度合いを評価したものである。

〈調査の概要〉

2種類の測定方法が考えられる。

(1) 住民1人あたりの避難危険度

危険度算定単位ごとに避難場所など安全な場所までの避難所要時間を、地震により散乱する様々な障害物、道路に人々があふれる状態などを考慮して算定し、求めた避難所要時間をランク分けして住民1人あたりの避難危険度とした。

この避難危険度は、いわば、そのメッシュに住む住民個人個人の避難困難性を示す指標といえる。

(2) 地域全体の避難危険度 (1)で算定した1人あたりの避難所要時間に避難人口をかけ、延べ避難時間を算定し、ランク分けして地域全体の避難危険度とした。これはそのメッシュの避難困難性を示す指標といえる。

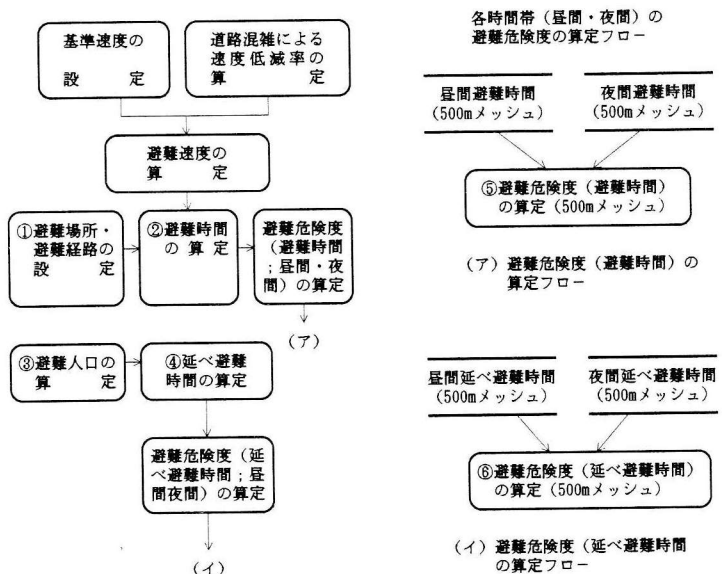
「昼間の危険度」と「夜間の危険度」の2ケースで想定し平均した。これは時刻により、人口データを始めさまざまなデータが変化することを考慮したものである（E 避難危険度算定フロー参照）。

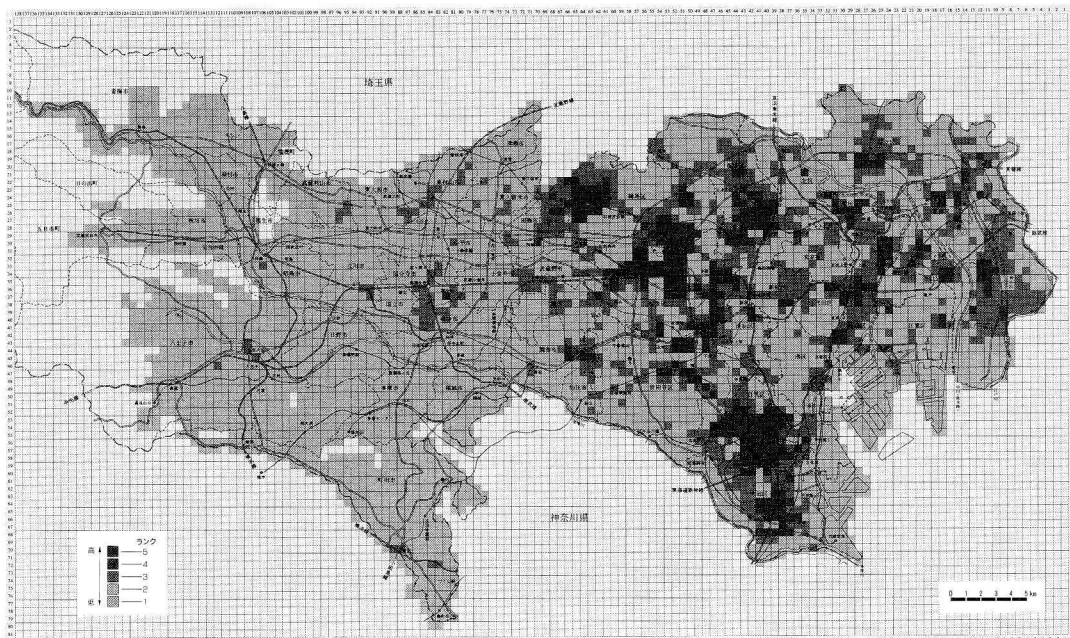
〈調査結果について〉

危険度の高い地域としては、区部では中野区の一部、杉並区の中央線沿い、豊島区西部、目黒区南部、品川区西部、大田区中部、練馬区西部が高い。

多摩地域では調布市東部、保谷市北部などこれらの地

E 避難危険度算定までのフロー





避難危険度図（あなたのまちの危険度より）

域は避難場所までの距離が比較的遠く、避難人口も多い地域である（避難危険度図参照）。

総合危険度

次の二つに分けて算定した。

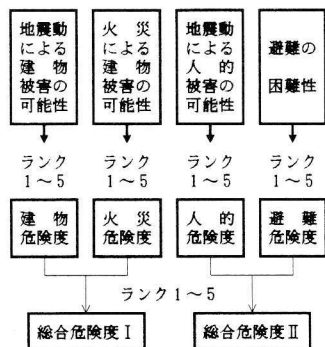
●総合危険度Ⅰ（「建物危険度」と「火災危険度」を合算）

地震による建物の損壊や、火災による建物や財産の損失の可能性からみて、物的損害の危険性の傾向をつかもうとするもの。

●総合危険度Ⅱ（「人的危険度」と「避難危険度」を合算）

人口の密集度や地震の揺れによって混乱が起きる可能性と市街地火災を避けて安全な場所へ避難する困難度か

F 総合危険度Ⅰ・Ⅱの算定フロー



らみて、人的被害の危険性の傾向をつかもうとするもの。

〈調査の概要〉

各危険度を単純加算してFのようにランク区分をした。

〈調査結果について〉

●総合危険度Ⅰの高い地域

区 部 荒川区、墨田区、足立区、葛飾区、豊島区、

ご案内

地震ジャーナル 10号
特集：迫りくる東京圏直下地震

エッセイ 10周年記念号の発刊に際して
カラー絵 版画と文 地震と瓢箪と鯰
江戸-東京の直下地震
首都直下のプレート構造
どうやって予知する？
直下地震の危険度は？
川崎市と直下型地震
直下型地震に備える
液状化対策は？
ライフラインの安全性
そのとき社会は？
金融・経済へのインパクト
損害保険はどうなる？
災害は進化する

萩原尊禮
井野盛夫
萩原尊禮
石田瑞穂
萩原幸男
力武常次
杉山孝志
荒 孝一
浜田政則
片山恒雄
廣井 篤
織田 薫
長島秀隆
柳川喜郎

- ご講読料◇1500円〔郵送料を含む〕
- お申込先◇(財)地震予知総合研究振興会

[本誌綴込みの振替用紙をご利用下さい]

財団法人 地震予知総合研究振興会

中野区、杉並区、品川区、大田区などの各一部に危険度の高い地域が見られる。これらの地域は総じて建物危険度と火災危険度がともに高い地域である。

多摩地域 武蔵野市、三鷹市を中心とする地域、立川市などの各一部に高い地域が見られる。

●総合危険度Ⅱの高い地域

区 部 千代田区、中央区、台東区、新宿区、豊島区、中野区、杉並区、品川区などの各一部に危険度の高い地域がみられる。

多摩地域 全体的に区部に比べて低い。

総合危険度Ⅰと総合危険度Ⅱのランク5のメッシュ数を比較すると、総合危険度Ⅰのほうが40メッシュほど多い。これは、建物危険度と火災危険度は両方ともに高いメッシュが比較的多く、人的危険度と避難危険度は必ずしも高い地域が重ならないためである。

また、千代田区、中央区、新宿区においては、総合危険度Ⅱがランク5であるが、総合危険度Ⅰは低いランクとなっている。このことから、地震が発生した場合の物的損害の可能性と人的損害の可能性とは、地域によって現れ方が違うことがわかる。

したがって、総合危険度を2つに分けて算定した意味は、人命と財産という被害は同一レベルで評価できない被害と考えられるからである。

む す び

こうして、それぞれのメッシュについて4種類の危険度をはじき出すことである地域が、東京都の中でどのくらい危険な状態にあるかがわかると同時に、それによってその地域ではどのような対策をたてていけば良いかを考える手がかりが得られます。例えば、建物危険度は低いですが、人的危険度は中程度で、火災危険度と避難危険度が高いという地域では、初期消火を徹底すること、ミニ防災広場を作っていくこと、建物の不燃化を進めること、避難場所までの道路を安全なものにしていくことなどの対策を導くことができるなど、地域危険度は行政にとっても、都民の皆さんにとっても防災対策の重要な指標となるものです。

[みのだ ひろみ 東京都都市計画局開発計画部管理課]

11月のある日、書店を冷やかしていると、『震源』と題する分厚（393ページ）な本が目についた（講談社刊）。手に取ってページをめくると、目次は、

プロローグ	津 波
第 1 章	初期微動
第 2 章	前兆現象
第 3 章	震源探査
第 4 章	地殻変動
第 5 章	噴火活動
エピローグ	余 震

と、専門書顔負けの構成になっている。

これは「買わずばなるまい」というわけで、1900円をはたいて購入したが、よく読んでみると、何のことはない、地震・津波・火山がからんだサスペンス・フィクションであった。著者は「真保裕一」、第37回江戸川乱歩賞を受賞した作家がそうである。

ストーリーとしては、地震・火山を専門とする気象庁職員が、南西諸島方面の新島出現につながるかもしれない海底火山活動に際し、国家機密に関係する諜報活動に巻き込まれるという話である。

この始まりは主人公の同僚Mが、地震記録中の長周期成分を見逃したため、津波警報・注意報を出さなかったことである。このため、鹿児島に転属となった同職員Mは、南方諸島方面の火山活動に関係すると思われる微小地震活動に気づく。新島出現となると、そ

の周辺の海域には国家主権が及ぶこととなり、重大な利権がからむ問題となる。したがって、南沙諸島で現に起こっているように近隣諸国間の国際問題に発展する恐れがあり、国としては当分秘密事項としておこうということであった。

しかし、上記Mが行方不明となり、その行方を追った主人公は、南西諸島方面の巡視船の異常な動きを察知したマスコミとタイアップして現地に潜入することになる。

まあこれだけの話であるが、不

明職員Mの女性問題、某国の工作員の活動、南九州の某大学教授が高感度地震計を破壊して、記録を持って失踪する事件などが折り込まれて、ストーリーを盛り上げる。

話の中には、地震津波監視システム（通称ETOS）、津波地震、プロトン磁力計、…etcの専門用語が多数登場し、それがまたストーリーをもっともらしくしている。著者は恐らく地震・火山問題を大いに勉強したに違いない。

今年7月12日の北海道南西沖地震をはじめとして、地震や津波災害に国民の関心が高まった。また、雲仙・普賢岳の活動は依然として継続して、地元の人びとは困難な生活を送っている。かつて、小松左京さんのフィクション『日本沈没』がそうであったように、本書が地震・火山問題についての国民の関心をより高めることになれば喜ばしいことであろう。 [R]

地震と サスペンス

日立製作所清水工場の地震対策

芳賀正之助

はじめに

平成5年7月12日の北海道南西沖地震（M 7.8）は、200名以上の死者、行方不明者を出す大きな被害をもたらした。地震の恐ろしさをまざまざと見せつけてくれた。地震による家屋の倒壊、山崩れ、津波、火災と、過去の大きな地震でそれぞれ発生した被害をすべて網羅した形で現れてしまった。

マグニチュード8クラスと言われている東海大地震も発生したら、このような、あるいはこれ以上の被害になるのではなからうか。

東海地震説が発表された昭和51年から今日に至るまで、被害を最小限に押さえるための対策を進めてきたが、先の釧路沖地震および今回の北海道南西沖地震と立てつづけに起こった大地震の被害状況を見ると、まだまだ対策が緒についたばかりだと考える。

これらの大地震を教訓として、今一度地震防災について見直しを始めたところであるが、皆さまのご教示を仰ぐ意味で、日立製作所清水工場のこれまで取り組んできた内容について述べさせていただく。

日立製作所清水工場の概要

(1) 工場紹介

- ① 名称 ㈱日立製作所清水工場
- ② 所在地 静岡県清水市村松390
- ③ 敷地面積 330,000 m²
- ④ 生産品目 空気調和機、冷凍機、空気圧縮機、汎用送風機、環境試験装置他
- ⑤ 従業員数 1450人（関連会社含み2300人）
- ⑥ 立地場所 霊峰富士を仰ぎ太平洋に面し、おだやかな気候と澄みわたる空気と、天女の羽衣で有名な三保の松原や日本平などの観光地に恵まれた風光明媚な清水市に立地する。

(2) 立地条件

- ① 工場は工業地帯にあるが、敷地の三辺は住宅地に接している。
- ② 地形 海拔 4.5～10.5 mの所に立地し、地質は沖積平野をつくる地層で砂泥混じりの礫層である。

西方約1.3 kmには日本平（標高308 m）があり、この山麓に当たり東方約700 mに折戸湾、南方1.5 kmに駿河湾を有し、地盤は低地で比較的液状化しやすい土地である。

- ③ 災害危険度 山に接していないので山崩れの危険はない。また、津波の直接の被害もないと思われるが一部浸水が予測される。
- ④ 危険物・高圧ガス施設 (a)危険物——第1～第5石油類、(b)高圧ガス——フロンガス、液体酸素製造装置、(c)可燃性ガス——都市ガス、LPG
- ⑤ 東海地震との関係 清水工場は、東海地震震源域とされる駿河湾の奥域に面し、東海地震が発生した場合、甚大な被害が予想される。国の指定した「地震防災対策強化地域」内にある。

地震対策の推進経過

清水工場の地震対策が具体的に始まったのは、東海地震説が公表直後の昭和52年である。当時、国または県の指針が確立していない状態にあったが、工場としての基本対策が急務であることから、まず人命第一というこ

表1 地震対策の推進経過

年/月	国・県の動き	清水工場の対応
51/08	東海地震説発表（石橋氏） 参議院予算委員会で、東海地震説を支持（浅田氏）	全員にヘルメット着用
53/06	大規模地震対策特別措置法制定	地震対策検討準備委員会発足 ●対応の基本方針論議 ●工場の立地条件調査
53/09		地震対策推進委員会発足 ●防災計画の立案 ●具体的対応策の検討 ●応急計画の作成
53/12	大規模地震対策特別措置法施行 ●国 ⇒地震防災基本計画 ●県市町村⇒地震防災強化計画 ●公共事業 ●体・民間⇒地震防災応急計画	地震防災応急計画を県に提出
54/05		防災計画の具体的推進開始
54/08	地震防災対策強化地域指定 ●6県、170市町村	

とで全従業員にヘルメットの常時着用を徹底した。なお、対策の推進経過を表1に示す。

(1) 基本方針 「大規模地震対策特別措置法」は、大規模な地震が相当の確率で予知できるという前提に立っての法律であり、指導もそれが前提となっている。清水工場では、これらの指導要綱を参考に「地震が予知された時」と「突発的に発生した時」のそれぞれの場合について対応を考えることにした。まず昭和53年6月に「地震対策検討準備委員会」を発足させ、次のような項目について対応の基本方針を論議した。

- 全建屋の耐震調査
- 工場敷地の地質調査
- 機械設備の転倒・落下・飛散防止対策
- ガラス、スレートの落下・飛散防止対策
- 薬液、油類の河川への流出防止対策
- 危険物、ガス等による火災・爆発防止対策
- 火災・爆発等による近隣・地域社会への迷惑防止対策
- 従業員の帰宅手段、被災時の人員確認方法
- 従業員の避難、人命保護対策
- けが人の応急手当、医薬品類の確保
- 寮、社宅等福利厚生施設の防災対策
- 被災時の水・食糧・衣類の確保
- 防災機器の整備
- 被災後の復旧方法

などである。しかし、これらはあまりにも膨大な検討内容であり、かつどれを取り上げてても重要な項目のため結論が出るまでに非常に難航をつづけた。最終的には、総花的に全体の対策を実施することは困難であり、また効果的に対策を行なうためにも基本線を引き、思い切りが必要であるという判断から、次の2つを基本方針としこれに基づき具体的な施策を展開することとした。

① 人命を守る 企業を支え、企業の持続性を考えると、当然のことながら、まず従業員の生命を守ることである。したがって機械設備の転倒・落下など、各種地震対策は人命保護を重点に行ない、発災後の復旧については、その時点で対応する。

また、判定会招集の段階で生産をストップし全従業員を帰宅させる。特に発生時の避難については、沈着、冷静な行動ができるよう避難訓練に重点をおく。

② 地域社会に迷惑をかけない 企業の存続はひとえに地域社会との協調にある。たとえ天災であろうとも火災、爆発、薬液流出などを起こさないようにし、地域社会に迷惑をかけないことである。

関東大震災では、家屋の倒壊などで怪我をしたり、死亡した人よりも火災による被害のほうが大きかったし、最近の伊豆大島近海地震での鉾津流出でもこのことは明らかである。

また、東海地震は、相当の高い確率で予知できるという現行の地震予知観測網体制の下のあつては、もはや天災ではなく人災とまでいわれている。

(2) 地震防災計画 昭和53年9月に工場内に「地震対策推進委員会」を発足させ、基本方針論議で検討した項目を基に再検討し、防災計画を立案した。本計画は対策の推進を調査、建屋、構造物、生産設備、防災設備、防災訓練、その他の7ブロックに大きく区分し、それぞれについて、次に示す基本的な考え方でまとめたものである。

- ① 調査 建物の耐震、地盤状況等の現状調査
- ② 建屋 倒壊しやすい建物の建て替えおよび補強、建屋構成物の落下・飛散防止
- ③ 構造物 塀の軽量化、生垣化
- ④ 生産設備 人命に係わる転倒・落下防止対策は、緊急度の高い物（一次対策）、比較的低い物（二次対策）に分けて対策推進
火災・爆発、薬液流出防止
- ⑤ 防災設備 防災活動に必要な機器類の整備
- ⑥ 防災訓練 訓練を繰り返さない、冷静・沈着な行動を身体で覚える。

表2 主な対策内容

No.	区 分	主 要 内 容
1	転落落下防止対策	棚、ダクト、キャビネット、機械装置、ガラス等の転倒落下飛散防止
2	火災・爆発防止対策	寮、社宅、工場食堂等の厨房設備の燃料ガス、高圧ガス発生装置、都市ガス、高圧空気、蒸気ボイラー等の感震器付緊急遮断装置、受・配電設備の緊急遮断装置
3	建家の補強	クレーン、ホイスト等の補強 木造建家の撤去 ビロティ構造他建家の補強 耐震構造事務所の新設
4	構造物の補強	万代塀、ブロック塀のフェンス化 石垣、塀の補強 緑化の推進（防火帯の拡大）
5	情報収集機器の整備	アマチュア無線装置 トランシーバー 緊急放送装置
6	防災設備機器の整備	可搬式ポンプ、発電機の補充 非常照明 携帯灯、照明灯他 消火器の補充 防災倉庫 建家耐震調査、地質調査
7	その他	飲料水用ポリタンクの設置 飲料水タンク 医療品
非常食（4000食）、救出用機器類（ガス切断機、アーク溶接機、切断機）、医療機器類（企業内診療所所有）等については、通常の生産活動内での常備品で対応する		

⑦ その他 市外通勤者、防災活動者の水・食糧の1週間分確保、情報連絡機器類の整備以上、緊急度の高い項目から順次実施することとし、第一次対策（54～58年の5ヶ年計画）、第二次対策（59～63年の5ヶ年計画）、第三次対策（平成1～5年の5ヶ年計画）を目標に推進してきた。

対策の具体的内容

(1) ハード対策 主な対策内容は、表2に示す通りである。

●立地条件調査 各種地震対策を実施するためには、現在の工場建屋がどのような条件下で建てられているかを知る必要があり、この意味から地質、海拔、建屋耐震調査をまず実施した。

この結果、海拔は4.5～10.5 mにあり、ボーリング調査で一部低地帯に300ガル以上で液状化現象の可能性があり、津波による浸水の危険があることも判明した。また、建屋の耐震調査の結果も木造建屋は震度4～5で一部倒壊の危険性があり、鉄骨建家についても部分的に補強の必要性が判明し、これらの対応が必要となった。

●建屋の補強

① 新事務所建設 調査結果をもとに、緊急度の高いものから対策を進めることとした。まず、木造建屋の撤去と建て替えを推進することを重点目標とし、この一環として震度4で倒壊の恐れがあると診断された木造本館事務所の建て替えを昭和55年に行なった。本事務所は、設計、経理、総務、営業関係の業務と各種会議や来客の接待業務を行なう工場でも重要な建屋であるため、地質調査の結果、液状化のない、しかも津波の恐れのない海拔7 mの場所に鉄筋コンクリート造りとした。

防災上考慮した点は、耐震構造とし、ガラス飛散防止フィルムの貼付、非常用飲料水タンク（11 t）の設置、ガス緊急遮断装置の設置などを行なった。

② ピロティ構建造家の補強 独身寮はピロティ構造となっており、診断の結果倒壊の危険が大きかった。

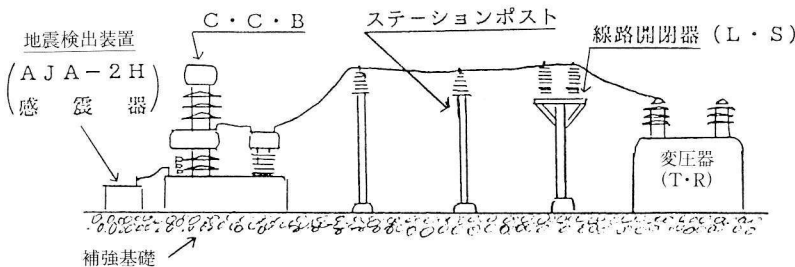


図1 変電設備の転倒防止

そこで柱間を耐震壁でつなぎ倒壊防止をはかった。

●構築物の補強

① 各種塀の軽量化 宮城沖地震のブロック塀による悲惨な災害を反省し、工場および寮・社宅など、福利厚生施設に設置されている万代塀、ブロック塀の軽量化をはかるべくフェンス化、生垣化を強力に進めてきた。また、これと同時に防火帯の拡大を図るべく工場境界線に緑地帯の増大を鋭意推進してきた。

●生産設備対策

① 転倒落下防止対策 転倒・落下・飛散防止対策については、基本方針に従い、常時、人が働いているところ、避難通路周辺など、人命に係わる重大な災害が発生すると予想される箇所を優先的に対策を進めてきた。対策の具体的方法として、機械設備の転倒については、基礎ボルトによる固定と補助ステーの取り付け、装置間の連結による不転倒化、ダクト、配管、搬送機などの落下防止については吊りバンド、門型支柱、補助ステーなどによる補強と落下防止ネットの設置、柱上トランスの落下防止についてはトランスを地上に降ろし設置、また、ガラス飛散防止については飛散防止フィルム貼り付けや非飛散性の塩ビ系透明板への代替を実施した（図1～2、写真1）。

② 火災・爆発防止対策——各種緊急遮断弁の設置

静岡県は地震が発生しても電気、ガスは止めない方針である。工場では電気、ガスを大量に使用しており、設備、配管などの損傷、電線の切断などにより、電気、ガスを送りつづけると大変危険な状態となる。従来は、発災時震度5で人間が手動で電気、ガスを止めるよう規定化していたが、突発地震の場合、人間が手で止める余裕は無く、また震度5を体感で判断するのは非常にむずかしい。そこで、変電所に8方向水平地震

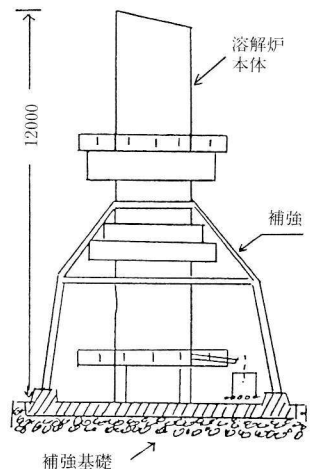


図2 キューボラの転倒防止

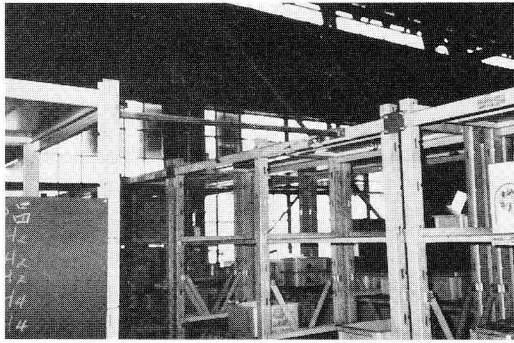


写真1 部品棚転倒防止

計を設置し、都市ガスに3点式感震器を設置して震度5(150ガル)で自動的に電気、ガスを遮断することとした(写真2)。また、LPG、シャープガス、高圧エアなどにも各設備ごとに感震器を設置し緊急遮断、緊急解放を行なうとともに、配管のフレキシブル化を行なった(図3)。

●防災設備

- ① 消火設備の補強 道路が寸断されたとき消防車が走れず、消火に重大な支障をきたす。そこで被害を最小限にするため、可搬式消防ポンプ8台および消火器(含む大型泡消火器)の増強を図った。なお、可搬式消防ポンプは各建屋ごとに配備し、機動性を持たせた。

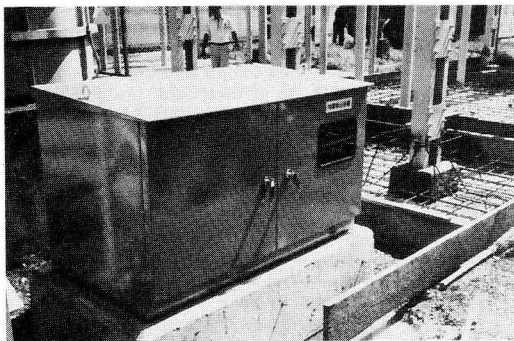


写真2 変電所地震計

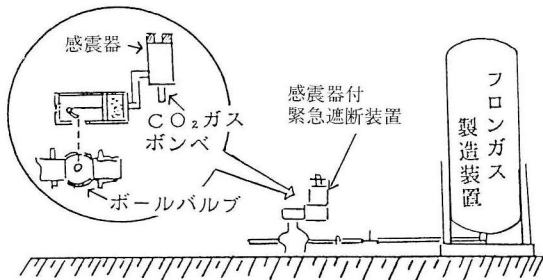


図3 フロンガス緊急遮断弁

また、発電機、投光機の増強を図るとともに、夜間活動用として蛍光灯を夜勤者に1本ずつ、各職場に相当数ずつ備えつけた(懐中電灯は乾電池のメンテ不良を考慮して採用せず)。

- ② 避難時の照度確保 夜間電気がストップした場合、建屋内が真暗になり避難に支障をきたす。そこで電気がストップしても安全に避難できるよう、各建屋にバッテリー内蔵の非常照明を設置した(2ルクス30分間点灯)。

●その他の対策

- ① 情報機器の整備 当工場は総敷地面積約10万坪で、この中に30棟余りの建屋があり、関連会社を含め常時、約2300人ほどの従業員が働いている。地震予知、地震発生時における人員の把握や工場全般の状況把握、また、これらに対する適切な処置、指示をいかに早く正確に伝えるかが災害を最小限に食い止める決め手となる。そこで、工場内での情報収集、伝達手段として緊急放送設備、広報車の整備充実、トランシーバーの増強、自衛消防隊ラッパ班の新設などを進めてきた(写真3)。また、特に発災時における外部との情報連絡、応援要請にそなえアマチュア無線クラブ専用室を設け、無線機器類の整備を行ない通常のクラブ活動と合わせ、その充実を図った。
- ② 水・食糧の確保 突発地震が発生した場合、市外通勤者、防災対策要員の水、食糧がまず問題となる。水は耐震構造の新事務所内に飲料水タンク(11t)を設置した。食糧は工場内備蓄はせず食堂(関連会社)が常備している米、野菜、売店が常備している缶詰、インスタントラーメン類を使用させてもらうよう取り決めてある。
- ③ 医薬品の確保 工場診療所の常備薬を増やし対応している。
- (2) 防災組織 地震予知判定開催、警戒宣言発令を確認



写真3 消防隊ラッパ班

認したとき、または突発地震が発生したときは、地震災害対策本部を設置し、情報の収集伝達、警戒誘導、消火活動、救護活動、水・食料の確保、復旧対策などを行なう。本部の構成は工場長を本部長とし、職制の部長以上全員と総務担当、対策担当、自衛消防隊の総計 200 人からなっている。この本部のほか、各職場には職場防災隊が組織されている。なお、本部の組織および業務分担は(図 4)の通りである。

(3) ソフト対策 地震の被害を最小限に食い止めるには、ハード対策だけでは不十分で、従業員の防災に対する意識や心構えと避難、発災時の冷静で沈着な行動がポイントとなる。発災時に冷静な判断と行動ができるよう実態に合った行動基準、情報収集・伝達方法を詳細に定め、それらが頭で考えることなく、自然な形で行なえるよう繰り返し訓練を重ね身体で覚えるよう行なっている。以下その内容について述べる。

● 行動基準

① 地震災害対策本部の行動 地震行動の指令が出た場

合、本部員は本部にかけつけ地震災害対策本部業務分担に添って行動する。

② 従業員の行動 本部長の地震行動指令に基づく行動を表 3 に示す。

● 情報

① 情報の収集・伝達 パニック状態のときは、情報の混乱をきたし正確に伝わらない恐れが充分にある。しかし、このようなときにこそ正確な情報をより早く収集・伝達することが大切である。そこで情報伝達方法を確立し従業員に徹底し訓練の中で繰り返し練習して身体で覚え、いざというときに備えている。なお、情報の伝達手段も単に構内放送のみならず、電気がストップしたときのためのバッテリー内蔵緊急放送設備、放送線が切断したときのための広報車、トランシーバー、さらにはラッパ、伝令と何段階もの情報伝達方法を講じている。情報伝達の系統を図 5 に示す。

② 地震予知判定開催および警戒宣言発令情報の収集・伝達 地震予知判定会開催の情報をいち早く入手し、即予防対策を講ずることにより被害を最小限に押さえること

防災推進班	防 災 業 務	
	防災対策（地震発生前）	災害対策（地震発生後）
総括班	①情報収集（防災機関、テレビ、ラジオ等） ②工場内の情報収集および伝達 ③行動基準に基づく行動の連絡 ④他事業所への状況報告および救援要請	同左 ①～④
総務担当	①他事業所よりの応援受入れ計画 ②工場内警戒	①残留者の配置および帰宅者の動員 ②他事業所よりの応援者依頼、受入 ③設備、寮、社宅の被害調査（人、設備等） ④不法侵入者警戒および盗難防止（含寮）
庶務班	①水、食糧、寝具の確保 ②保安機械、器具の確保（非常電源設備、ラジオ他） ③仮泊場所の確保 ④一般外来者の避難指示	①水、食糧の配給 ②救援物資の受入と調達 ③仮泊所の開設 ④一般外来者の対応および指示
救護班	①救護所の設営 ②医療品および機器の確保 ③外部医療関係の確認	①救護所の開設 ②負傷者の手当、看護および搬送 ③外部医療関係との連絡および重傷者の搬送
地域対策	①工場内外の警戒	①地域への危害防止警戒
対策担当	①防災点検設備の点検 ②その他設備点検（転倒・落下・すべり他） ③倉庫積荷の点検 ④応急仮設工事	①破壊、倒壊設備の処置および対策 ②外部応援者に対する指示 ③救出作業の支援 ④応急仮設工事
自衛消防隊	①消防機械、消火器の点検 ②火気使用場所および防災対象設備の警戒	①消火活動 ②避難誘導および救出活動 ③火気および防災対象設備の警戒 ④外部消防車の誘導

図 4 地震災害対策本部組織

表3 従業員の行動基準

区分	就業時間中における行動基準				夜間・休日における行動基準
	地震情報	行動の指令	各課における行動	その他行動	
1. 地震が予知された場合	①地震予知判定会の開催を確認したとき	地震災害対策本部を設置し行動の指令を行なう また警戒宣言の内容をすべて正確に伝達する	各課は本部長の指令に基づき次の行動に移る 1)新規の作業の開始は中止し、進行中の作業の終了をもって換業を停止する 2)防災対象設備、防災機械等の点検および防災予防を行なう 3)一般従業員（保安要員等を除く）を帰宅させる 4)出張の禁止、他	自衛消防隊アマチュア無線医療関係者は、非常態勢に入る	保安要員等は速やかに出勤し防災対象設備および防災機械等の点検、防災予防を行なう
	③地震発生後		1)避難 2)人命救助および消火活動 3)二次災害防止	1)人命救助 消火活動 2)救護活動 他	
2. 地震の予知なく突然地震が発生した場合	地震発生後	地震災害対策本部を設置し行動の指令を行なう	1)避難 2)人命救助および消火活動 3)二次災害防止	1)人命救助 消火活動 2)救護活動 他	被害を受けなかった者は工場に出勤し災害対策を行なう
警戒宣言が解除された場合	警戒宣言が所定出動日の午前中に解除されたときは、直ちに通常の勤務に戻る 午後には解除の場合は翌日より勤務に戻る				

ができる。そこで、警備所にテレビ（ラジオ）を置き常時情報の収集に努めている。

地震予知判定会開催の情報は、情報収集用テレビの近くに備えつけの地震予知情報受領報告書（表4）に記入し、誤報をさけるため必ず公的機関（市地震対策課、市消防署）にクロスチェックをして本部長（工場長）に報告して指示を仰ぐ。

③ 情報の正確な伝達 混乱した中で、伝令が正確な情報伝達をするのは非常にむずかしい。そこで正確を期すために重要な情報の伝達は報告書をもって行なっている。さらに、報告書類は一次避難場所の防災箱に筆記用具とともに収納してあり、身体ひとつで避難すればすぐ取り出せるよう配慮している。また、緊急放送も混乱の中で、その都度、文章を考えるのはむづかしいので、定型文を作成し常時緊急放送設備の近くに備えつけておき即対応できるように心掛けています。なお、伝達用報告書などを表5～7に示す。

④ 他事業所との情報収集・伝達
清水工場が地震の被害を被り孤立した場合、本社および他事業所と連絡をとり、清水工場の被害状況の報告、応援の要請などが必要となる。しかし、電話、FAXが通じない場合、現状の唯一の連絡方法は無線を頼るほかない。そこでアマチュア無線クラブを通じて連絡をとることとした。無線機器を購入し、社宅の一室を無線室とし訓練時他事業所と連絡をとり合い、いざというときに備えている。

●避難人員の把握 地震発災後のパニックの中で避難人員を正確に把握することは容易なことではない。

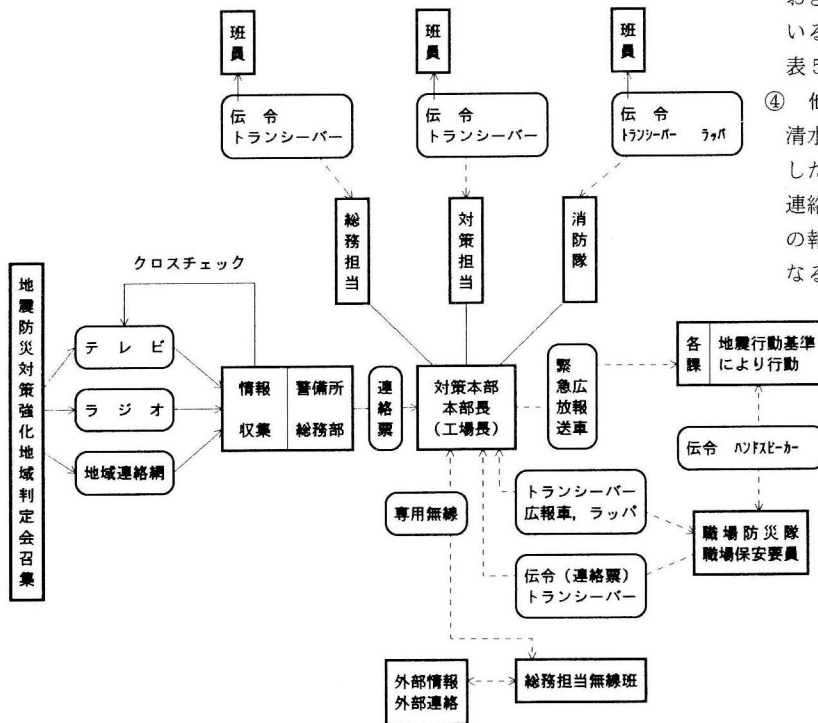


図5 情報伝達方法および系統図

表4 地震予知情報受理報告書

〇—〇—〇—〇—〇

年 月 日

地震予知情報受理報告書

情報内容	区 別	予知判定会招集・警戒宣言発令		
	発令日時	月 日	時 分	
	発生時期			
	震源域			
	規模	M		
	予想震度	静岡地方	度	
		清水地方	度	
津波の予想	東海地方沿岸	m		
	駿河湾沿岸	m		
	その他特記事項			
受理者	氏 名			
	受信日時	月 日	時 分	
	発信者	テレビ	NHK・民放()	
		ラジオ	NHK・民放()	
	公共機関	消防署・警察・県・市地震課		
その他				
確認先				

連絡先 TEL 南消防署 34-8866
市防災課 53-2211(夜間 53-2233)

どのようなときでも人員把握が確実にできるようあらかじめ「避難人員報告書兼帰宅者名簿」(表8)に課員の氏名、住所、電話番号を記入し一次避難場所の防災箱内に保管しておき、避難者がもれなくチェックできる体制をとっている。また、この報告書は帰宅者名簿も兼ねており、帰宅する場合は必ず本人がサインし帰宅したことを明確にしている。なお、避難人員把握の状況報告は、課伝令が本部にある避難人員記入用のボードに記入することとなっている。ボードには自課行方不明者名、他課避難者名を記入できるように工夫し、クロスチェックで行方不明者の所在確認ができる。

●避難場所の明確化 各人がバラバラな所に避難したのでは避難者の確認がとれない。そこで、工場内に20ヶ所に一次避難場所を設定して、職場ごとに避難場所を定め日頃から訓練などを通じて課員に周知徹底している。なお、避難場所には表示板を立て明確にするとともに、工場正・南門に工場全体の一次避難場所、二次避難場所

表5 緊急報告書

本部長 ⇨ 処置班 ⇨ 総括班

震 緊急報告

報告内容	事故内容	1 火事	2 負傷者救出	3 警戒	4 設備対策	5 その他()
	場 所					
各課	状 況	負傷者	氏 名			
			程 度			
本 部	時 間	報告受理時間	時 分	処理確認時間	時 分	
		出 動 要 請 班	1 消防隊	2 救護班	3 対策担当	4 構内対策班
出 動 班	処理内容	1. 火災鎮火				処理完了時間
		2. 負傷者救出完了				時 分
		3. 警戒配置完了				処 置 責任者
		4. 対策完了				
		5. その他				印

表6 作業停止状況等報告書

総括班

課

震 作業停止状況等報告書

1. 作業停止状況報告(確認時間 時 分)

作業停止状況	一部稼働の場合のみ記入	
	稼 働 設 備	場 所
完全停止		
一部稼働		

2. 防災対象設備点検結果報告(確認時間 時 分)

異常有無	異常ありの場合のみ記入		
	設備名	異常の内容	場 所
異常なし			
異常あり			

が一目でわかるよう避難場所配置図を掲示し、従業員に周知するとともに外来者にもわかるようにしている。一次避難場所には鉄製の保管箱が置いてあり、避難人員のチェック名簿、各種報告書、筆記用具、伝令用ゼッケン、手旗、夜間用蛍光発光体を保管してあり、身一つで避難しても人員把握、報告などが確実にできるよう配慮

表7 緊急放送伝達文

放送伝達文

平成 年 月 日

予知判定会開催

地震災害対策本部よりお知らせ致します。
 本日 時 分に地震予知判定会が開かれたことを確認しました。
 各課は直ちに地震行動を取れ。 <くり返す>

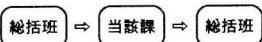
警戒宣言発令

地震災害対策本部よりお知らせ致します。
 本日 時 分地震警戒宣言が発令されました。
 これによると 日以内に を震源とする大規模な地震が発生する恐れが
 あります。静岡地方では震度 と予想されます。
 また、沿岸に津波の恐れがあります。
 各課は直ちに地震行動を取れ。 <くり返す>

している。

- 地震災害対策本部の明確化 本部は特別の事情がない限り正門警備所前に設置することになっており、訓練などを通じて従業員に周知している。なお、本部長の位置をパトランプで示し、本部長の所在位置が夜間でも一目でわかるようにしている。
- 工場内状況の正確な把握 発災時の混乱の中、火災、負傷者、有害物流出など、重大な情報は伝令などにより本部に報告されるが、次々に寄せられる多くの情報を把

表8 避難人員把握表



● 避難人員報告書兼帰宅者名簿

No.	氏名	住所・TEL	一次避難確認欄				帰宅者名簿				本保課 安部要員	備考 (負傷等記入)	
			避難者	出張	年休・欠勤	出向・応援	行方不明	帰宅方法	帰宅時間	帰宅サイン			
						徒歩	自転車	他					

避難人員報告	出動人員 (A)(イ+ロ+ハ)	避難人員 イ	負傷人員 ロ	不明人員 ハ	他課避難者氏名
帰宅人員報告	出動人員 (A)(イ+ロ+ハ)	帰宅人員 イ	本部員・保安要員：ロ	残留人員 ハ	

表9 防災倉庫収納一覧

第1 防災倉庫	第2, 3 防災倉庫
エンジン発電機	土のう
投光器	板
投光器用ランプ	セキ
コードリール	スコップ
トランシーバー	ツルハ
サイリウム	奇形ソーダ
(蛍光発光体)	硫
乾電池	池
毛布	ロ
救急医療品	布
(消毒液・包帯	一
・ガーゼ・副	布
木・三角巾・	救急医療品
ガスコンロ	(消毒液・包帯
他)	・ガーゼ・副
乾パン	木・三角巾・
パトランプ	ガスコンロ
イ	他)

握しきれなくなってしまう。今、工場内の状況がどのような状態にあるのか、重大事項は正確に把握しておく必要がある。そこで本部に工場配置図、状況記録、本部各班の活動状況、避難人員記録などのボードを配置し、負傷者、火災発生場所、消防自動車出動場所など、状況が一目でわかるようにしている。

- 防災倉庫 工場内3ヶ所に防災倉庫を配置し、エンジン発電機、投光機、毛布、土のうなどの資機材を必要最小限ではあるが収納し備えている。なお、倉庫内収納品の一覧を(表9)に示す。

- サイリウムの採用
夜間地震により送電ストップまたは工場で電気を遮断した場合(工場建屋内は避難用バッテリー内蔵の非常照明が30分間点灯する)の措置としてエンジン発電機、投光機を準備しているが、手軽に使用できるのは懐中電灯である。しかし、懐中電灯は乾電池のメンテナンスが不可欠で万が一のとき、電池切れで使用不能ということが考えられる。

防災倉庫に乾電池の予備を保管し2年ごとにメンテナンスしているが、数多くの懐中電灯の電池のメンテ

表 10 防災教育内容

No	項 目	対 象 者		
		全従業員	本部役員 保安要員	構内協力 会 社
1	地震に対する知識	○	○	○
2	地震法に関すること		○	○
3	地震防災規定および行動基準	○	○	○
4	避難地・避難路の確認	○	○	○
5	救急知識・救急用品の使用法		○	
6	消火器の知識	○	○	○
7	本部長・保安要員の任務	○	○	○
8	防災資機材等に関すること	○	○	○
9	緊急操作に関すること		○	○
10	その他地震防災上必要な事項	○	○	○

ナンスは用意でない。そこでメンテナンスのいらない半永久的に使用可能で、また、爆発性ガスのある場所でも火災爆発の危険性のない蛍光発光体（サイリウム）を採用し、夜勤者に1本ずつ持たせ、各職場にも相当数配布し夜間の行動に対応している。

(4) 教育訓練

●教 育 全従業員、地震災害対策本部長、自衛消防隊員など、それぞれの任務に応じて必要な教育を実施してきた。講師はその時々の内容によって県地震対策課、市消防本部、南消防署などより派遣していただいた他、ビデオなど教材を使用し実施した。なお、教育の内容を表10に示す。

●訓 練 人間はとっさの場合の行動は、頭でわかっている、なかなかできるものではない、日常の訓練の積み重ねにより、行動を身体で覚えるしかない。そこで、行動基準に添った行動が自然の形でできるよう繰り返し訓練を重ねてきた。全従業員対象に総合防災訓練を昭和53年当時は年6～8回繰り返し実施して行動を徹底的に身体で覚えさせ、最近はその基本をもとに、より実戦的な応用訓練に切り替え、年3～4回実施している。

訓練の内容 表11に示す種々の訓練を単独、またはいくつかを組み合わせ実施してきた。訓練をより実戦的にするために、訓練開始時、地震擬音を放送で流し、その擬音の間は地震が起こって揺れているという想定で机の下、柱の陰など、安全と思われる場所に身をかくし、擬音が鳴り終わったら揺れもおさまったとして一次避難を開始するなど、工夫を凝らしている。また、火災発生場所を予め知らせておかず、訓練のと

表 11 防災訓練内容

No	項 目	対 象 者			
		全従業員	本部長 保安要員	構内協力 会 社	回/年
1	情報伝達・地震対策本部設置	○	○	○	3以上
2	消火・防火訓練	○	○	○	〃
3	救助・避難訓練	○	○	○	〃
4	防災対象設備の点検・対策訓練	○	○	○	〃
5	緊急時の操作訓練		○	○	〃
6	非常呼集訓練		○		1以上
7	総合訓練	○	○	○	3以上
8	その他地震防災上必要な訓練	○	○	○	確 認

き、突然ある場所に火災、負傷者を発生させ対応させるなど、実際により近い形での訓練を実施している。

(5) 地震防災マニュアルの作成 地震防災関係の規則・基準は整備されているが、従業員、地震災害対策本部長などの行動、等々の詳細は防災担当者しかわからず、誰でもが見ればわかるようマニュアルが必要であった。そこで、ハード対策、例えば転倒防止の仕方、火災・爆発防止の対応など、また、ソフト的には本部長・職場防災隊の行動、本部設営の仕方、人員把握の方法などを詳細に記載したマニュアルを作成し、従業員に周知徹底している。

おわりに

実際に体験をしたこともない中で、机上で作成した計画に基づき対策を進めてきた。この間に発生した各地の地震を教訓として対策の見直しをするともに、ソフト対策は訓練を繰り返し繰り返し実施する中から改善を重ねてきたが、北海道で立てつづけに発生した大地震の被害状況を見ると、今まで実施してきた対策がこれでもいいのか、どこまで対策したらいいのかと考えさせられてしまう。

ここまで対策したら万全という線は出てこないと思うが、万が一東海大地震が発生しても被害が最小限で食い止められるよう、来るなら来てみる、という気持ちで、これからも攻撃的な対策を推進していきたい。

[はが せいのみすけ (株)日立製作所汎用空調機本部総務部 庶務課長]

(注) (株)日立製作所清水工場は平成5年8月21日付で、(株)日立製作所空調システム事業部に変更しております。

■ 地震予知連絡会情報 ■ 青木治三 ■

地震予知連絡会第105回は1993年8月23日、第106回は11月15日に開催された。5月に伊豆半島伊東沖で1989年以來の顕著な地殻変動や浅い群発地震活動が発生した。10月にはその活動が内陸に移動し、顕著な地殻変動が目された。その間に北海道南西沖地震(M7.8)が発生した。日本海の巨大地震ということもあり大きな話題であった。掛川・御前崎間の水準測量の結果も気がかりである。

第105回地震予知連絡会の中心的な話題はもっぱら伊豆と北海道であり、第106回ではその延長としての報告、および掛川・御前崎間の傾動運動鈍化の解釈に多くの時間を費やした。定例的な報告には内容説明にも時間不足、重要議題の多いときの予知連報告については一考を要する。そのようなわけで、今回も重要議題に絞って地震予知連絡会の話題を紹介する。

り広域調査による上下変動の実態把握が望まれていた。第106回の報告では、内浦験潮場を基準として、沼津市、清水市、藤枝市、掛川(140-1)、浜岡市(2595)を経て御前崎験潮場に至る水準路線の上下変動が報告された(地理院資料)。図1左下には掛川市と浜岡市の変動だけを載せてあるが、御前崎験潮場、藤枝市、清水市でも、沈降はいずれも浜岡市と量的にもよく似ている。これに対し清水市以東の沈降は小さい。右下は潮位差との比較である。内浦と御前崎の潮位差に現れる沈降速度は10.5mm/年、水準測量では9.6mm/年で両者はよく一致している。御前崎が内浦に対して一定の速度で沈降中ということであって、決して沈降が鈍化しているようには見えないことである。また、掛川の北方15kmの森町に対しては1988~1992年の4年間で1cmの沈降が、その後15~16ヶ月で1cmと大きくなっている(第106

掛川—御前崎の精密水準測量

前回の報告(本誌15号)にも紹介したが、静岡県掛川に対する御前崎の沈降は1991年以來停滯済みである。第105回の報告は、突き出しの測量結果(白丸)ではなく網平均値である。あるいは本来の沈降に戻っているかも知れないという期待はあったが、生データ、季節変動除去データ共に、御前崎沈降の停滯を示している。第106回の報告も沈降の再開を意味するものではなかった。沈降速度は1991年を境として激減している。1962年以來の平均沈降速度は5mm/年であるが、1987~1991年では7mm/年に過ぎない。それが単なる地殻変動のゆらぎなのか気候変動等の外的要因によるのか、あるいは本当に隆起なのか、場合によっては東海地震の発生に関わる問題である。かねてよ

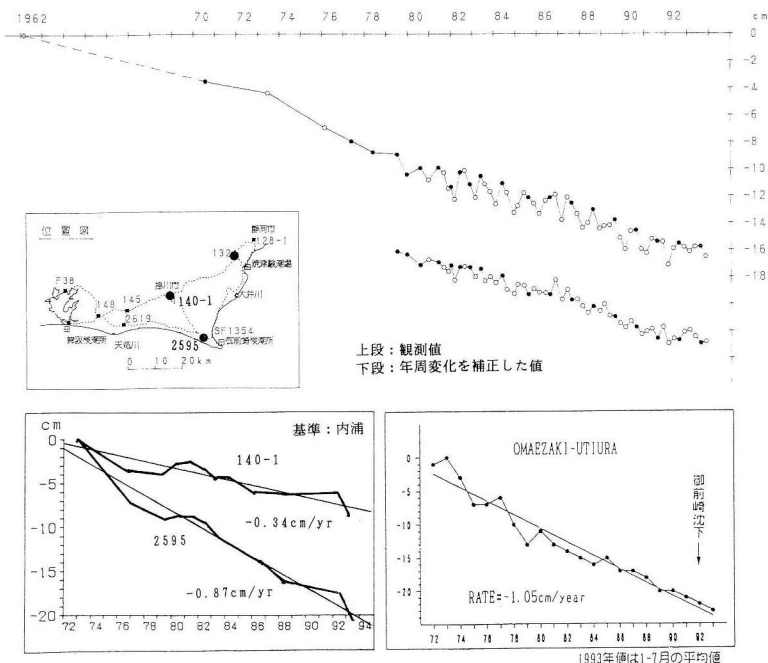


図1 掛川・御前崎間の精密水準測量

御前崎の沈降は、掛川を基準にすると止まりかかっているように見えるが、内浦を基準にすると、掛川が沈降に転じ、御前崎は定期的に沈降が続いている。右下図は御前崎と内浦の潮位差(第106回:地理院資料)である。水準測量の結果と一致している。

回：地理院資料)。御前崎の沈降鈍化ではなく掛川の沈降の加速を意味する。左下の掛川(140-1)の変動を見ると、あるいは1986~1991年で掛川の沈降が止まっていたことを意味するかも知れない。連絡会ではプレートカップリングの変化も話題になりかけたが、その議論には測定精度がまだ不足であろう。いずれにしても東海地方の地震予知観測には、掛川—御前崎の傾動運動だけでなく、広域のデータが重要であることが確認された。

伊豆伊東周辺の地殻活動

本年1月の川奈崎沖の群発地震は、M3.8を最大として鎌田では約2000回の記録で終了した。地震研の高密

度観測(第105回：資料)によると、震源は川奈崎東で深度10km前後と、小数ではあるが8kmのかなり浅い塊に分かれていた。その後しばらくは静穏であったが、5月26日から月末にかけてまた群発地震が急増した。最大はM4.8、1週間で9000回以上の地震が鎌田で記録されている。最初の2日間、震央は川奈崎、深さ4~8kmに密集したが、東方に5km離れた一群は大粒でやや深い地震であった。震央分布は7月末までにかなり拡散している(図2上)。

1989年の海底噴火直前に大きな伸びを示した伊東—初島間の自動光波測量(地震研)は、5月下旬30mm程度の伸びを示した。しかし、伊東—宇佐美間は伸びていない。地理院の測量では小室山は宇佐美から25mm遠ざかり、南西方向の大室山へ21mm近づいている。川奈の精密辺長測量(地理院)では、5月18日~6月8日に面積歪にして 2×10^{-5} にも達する膨張が観測された。11月までだと 3×10^{-5} に達するが、網代の精密辺長測量には有為な変化は認められない。石井はこれらを総合し、川奈崎東の群発域を中心として地殻の膨張が始まり陸地は西南西や南に20~30mm移動した、と解釈した。

防災科研・伊東の傾斜計では1989年と類似の変化が現れた。これを説明するモデルとして岡田は、断層面の高さと開口量以外の断層パラメーターを1989年の海底噴火のときと同じとし、観測した傾斜変化に合う断層の高さと開口量を時間の関数としてもとめた。断層の底を深さ7kmとすると断層幅は数km、開口量は最大50cmとなる。規模は1989年の半分である。

伊東市を中心とした急激な隆起運動は水準測量で次々と測定されている(第105, 106回：地理院資料)。1922年6~7月以来の3回の成果を図2にまとめた。熱海(J52)—伊東(48-003-000)—河津(9353)の上下変動を横軸上に、伊東—中伊豆(48-003-012)の上下変動を斜軸上に、熱海を基準としてプロットした。第106回：予知連絡会に間に合った最後の測量は冷川峠(48-003-008)までであったので、その分だけの図示である。僅か15ヶ月余の短期間の変動としては極めて顕著な隆起である。1992年後半は全体としてこの地域は熱海に対しほぼ不動であったが、1993年の前半には伊東の南で3~4cmの隆起になっている。先の川奈崎群発地震、膨張を示す辺長測量やGPS、傾斜運動とあわせれば伊東市の異常隆起は5月末に発生した川奈崎沖地下の急激なマグマ上昇を示唆する。

それ以後も伊東の隆起は続いているが、注目すべき変動が伊東—中伊豆に現れた。地理院の測量によれば、1993年の前半の隆起のピークは伊東にあり、図の範囲からはずれず中伊豆(48-003-012)の変動は殆どない。

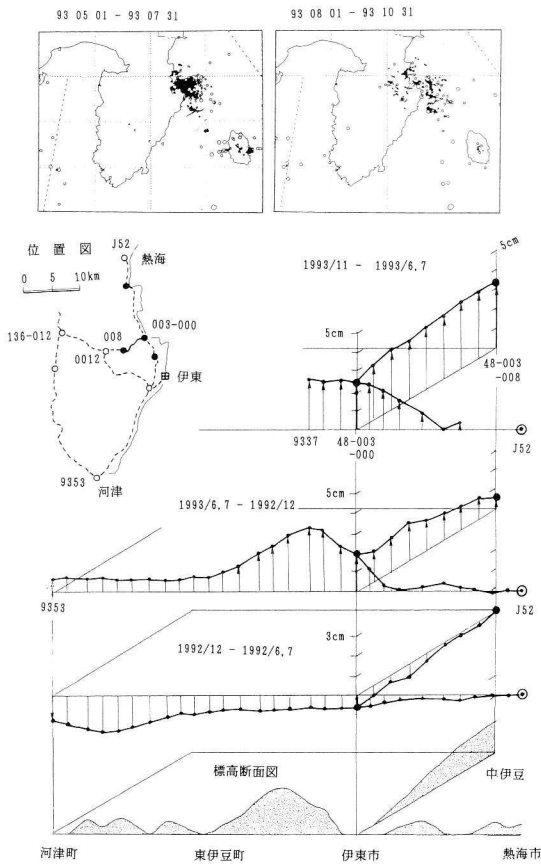


図2 伊東周辺の地殻変動・地震活動

1993年5月下旬、川奈崎沖で浅い群発地震が始まり、10月には微小地震が内陸に入り込んだ。海岸沿いでは急激な隆起を含む地殻変動が確認された。11月現在隆起は続いているが、その中心は冷川峠の方向に移動している。上図は最近の地震活動の変化を示す。左は5~7月、右は8~10月の微小地震の震央分布(第105, 106回：地震研資料)。下図は1992年から半年ごとの上下変動(第105, 106回：地理院資料を合成)。

それが僅か4～5ヶ月後には冷川峠の隆起速度は伊東を越えていた。隆起の中心は明らかに内陸側の冷川峠以西に移動した。

周辺広域の上下変動はどうであろうか。伊豆半島の潮位差観測による隆起速度は、全体として1989年以降多少鈍ったように見える(第105回:地理院資料)が、最近のデータでは、伊東や宇佐美は油壺に対し1993年8月以降隆起である。しかし初島の隆起は認め難い。逆に西方の冷川峠の隆起がGPS観測でも認められた(第106回:資料)。

小室山-宇佐美の距離は8月からまた延びている。ほぼ同じ測線のGPS観測でも9月頃から延びが認められる。初島-伊東は5月とは逆に縮みの傾向にある。初島は宇佐美、伊東、冷川に近づいている(第106回:地理院資料)。

これに呼応するかのように川奈崎沖の地震活動は衰え、10月20日頃からは内陸に地震が増加しはじめた(第106回:地震研, 気象庁資料)。規模は今のところ、ごく小さいが深さ5km以下の浅い地震が多い。地殻変動連続観測では、規模は小さいが伊東や大崎の傾斜計にも対応する変動が認められた(第106回:防災科研, 気象庁資料)。地殻活動の中心が内陸に入り、震源が浅いことは伊豆の新しい(あるいは1980年代に戻るような)活動として注目された。

1993年北海道南西沖地震

1993年7月12日の北海道南西沖地震は10年前の日本海中部地震(M7.7)と1940年積丹半島沖地震(M7.5)

の中間、海陸プレート境界とみなされる地域に発生した大地震であった。本州では震度5以下であったが輪島、小浜浜の遠地でも有感と報告されている。震源域に含まれた奥尻島では、青苗西部で10m、群来岬で22mもの大津波に襲われ、死者行方不明238名の大被害となった。

図3中央は本震から24時間の余震分布(第105回:気象庁資料)である。本震は22時17分、北緯47度47分、東経139度12分、深さ34kmである。断層の長さは南北150km、M6以上の余震は、北端に発生したM6.0と本震すぐ東に発生したM6.3である。M6クラスは15日までに数回発生している。最初の余震域拡大は北東方向、1週間で30km延びて南北180kmになった。それ以後、新たな拡大もM6クラスの発生もなく順調に減衰したが、8月8日の最大余震M6.5がそれまでの余震域南部から50km東に離れた江差沖、深さ26kmに発生、余震に余震が伴った。西側の余震域とは30kmのギャップがある。図3右は8月以降の余震分布である(第106回:北大資料)。最大余震は図中aと記されている。その後、離散的ではあるが、南西方向にb, c, d, eと順次活動が拡大した。大部分はM3クラスであるがM4以上は8月23日のb, 10月25日のeである。これも余震と考えれば、余震域は200kmになって1983年日本海中部地震とのギャップが埋まりつつある。ただし、地震が小さく散発的であるので歪解放には程遠く、かえって不気味である。

全体として余震分布の形状は複雑である。本震直後でも北緯42.5度を境に屈曲しており、余震域の拡大方向はさらにこの地域の複雑性を示唆している。長周期波動の観測による地震モーメントは 4×10^{27} dyne·cm、断層の滑りは4mと推定された(地震研)。メカニズムは一見単純であるが、菊地の解析(第106回:地震研資料)によれば、図3左のように本震震央の逆断層と約40秒後の奥尻島付近の逆断層の二つのイベントからなる。それぞれは似てはいるが断層の角度が異なる。余震域が屈曲していることに関係がありそうである。

この海域の地質構造は、地質調査所や水路部から報告された。北緯42.5°より北の奥尻海嶺の基盤は第四紀に隆起した海洋性地殻であるが、南部の奥尻島および松前海台の基盤は白亜紀の大陸性地殻である。北部奥尻海嶺にあたる本震震央を東西に横断する地質調査所のマルチチャンネル地震探査では、

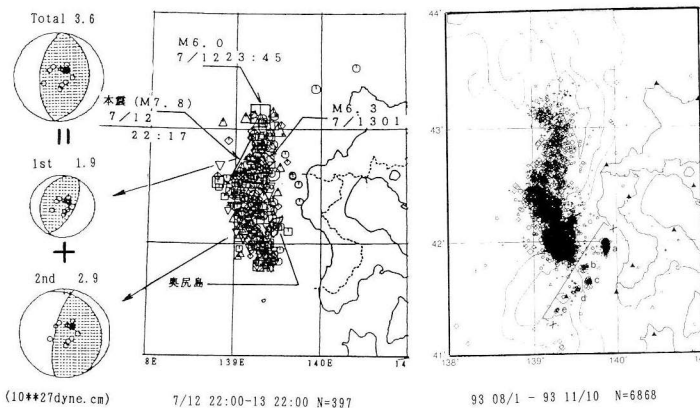


図3 1993年北海道南西沖地震の震源過程と余震活動

本震から24時間の余震活動(第105回:気象庁資料)と8月1日～11月10日までの余震分布(第106回:北大資料)。左端は本震の震源過程がメカニズムの異なる2つの地震からなることを示す。両者の時間間隔は40秒である(菊地, 1993)。

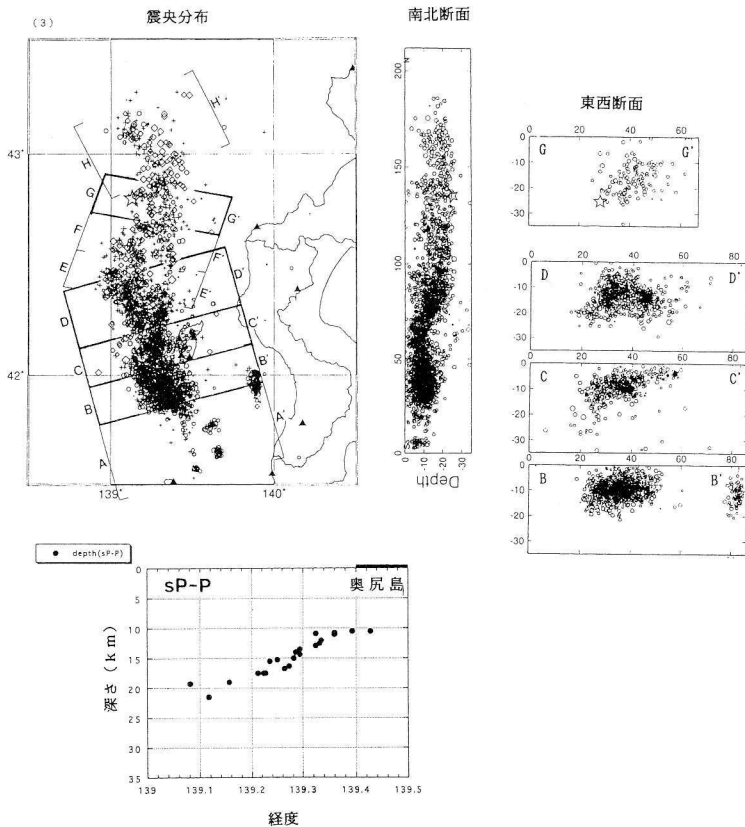


図4 1993年北海道南西沖地震の余震の深さ分布
 余震分布の精密観測から地震断層面の傾斜方向を探る。
 左：震央分布。
 中央：震源の深さ分布を示す南北断面図(位置は左図とほぼ合わせてある)。
 右：震央分布のトレンドに直交する方向の断面図(第106回：北大資料)。
 下図：海底反射S波とP波の差を用いて震源の深さをきめた余震分布東西断面。震央範囲は北大の東西断面C-C'からB-B'あたり。地表太線は奥尻島(第105回：東北大資料)。

西落ちの逆断層が確認された。一方、奥尻島南の奥尻海脚の西縁には、高角逆断層が確認された。海岸段丘の調査によれば、奥尻島の第四紀地殻変動は南東方向への傾動しながらの隆起である。

ところが、今回の地震で奥尻島は隆起ではなく、沈降が明らかになった。地質調査所は海浜生物指標で北部30 cm、南部60~70 cm沈下を報告。水路部は港湾の基準点調査、水上岩の高さを海の基本図(1978)と比較して20~100 cmの沈降であるが、南部で大きく局所的なばらつきが大きいこと、地理院は簡易驗潮と水準測量で30~77 cm、地震研は海草等で平均30 cm、南西側で40~50 cm、北部20 cmの沈降を報告している。

余震の位置からすると、奥尻島の沈降は、地震断層面が日本海のもぐり込みを示唆する東落ちでなく西落ちを示唆する。その確認は重要である。大学、気象庁、地調、

水路部は共同して地震計を海底17ヶ所に設置した。

一方、陸上の観測でも断層面の傾きを確認する努力が続いている。図4上部は精度のよい余震の深さ分布を示す(第106回：北大資料)。本震を含む断面G-G'、奥尻島を含む断面C-C'では、西に傾斜する断層面を示唆するが、奥尻島の南と北では断層面の傾斜方向は判別できない。下図は東北大によるSP反射波とP波の走時差を利用した震源分布の推定結果である。このデータは奥尻島以南の余震分布を南からみたものである。北大資料のC-C'、D-D'に相当する。深度の絶対値はともかく、西落ち断層面がはっきりでている。

奥尻島の沈下は明らかになったが、北海道の南西岸の地殻変動はどうであろうか。潮位観測で江差の沈下傾向がみえるが、忍路-寿都-北檜山の1993~1986年の変動では寿都で30 mmの隆起がでていて、上下変動は不明である。明治の測量を基準にすれば、奥尻島は西方へ1~2 m移動している。北大のGPS観測も同様の傾向を示す。

北海道南西沖地震は、巨大地震にもかかわらず前兆らしい前兆の報告はない。北大の地震観測では、奥尻島周辺の微小地震は1992年ころよりの増加を示しているが、破壊の出発点(本震震央)から遠いためか、直前の前震は認められなかった。地殻変動連続観測は奥尻島ではなく、直前の異常は判らない。

しかし、茂木会長(第106回：資料)によれば、北海道南西沖でM5以上の地震活動は1930年と1950年頃発生していたが、1960年以降は目だった活動は認められないという。これが地震空白域であったとすると、空白区域は30年余続いたことになる。かなり長い静穏期である。

このほか、日本海沿岸のプレート境界の延長部と考えられる糸魚川-静岡構造線に近い北アルプスの群発地震活動(1993年8月~10月)や、1993年5月の静岡の浅い地震活動が注目された。

[あおき はるみ 名古屋大学理学部教授]

■ 書 評 ■

●“時代を超えた地震学入門書”復刻の意義

和達清夫 著
地 震

末廣重二

教養書・啓蒙書を書くときには、いくつかの必要条件がある。(1)目的、(2)対象とする読者層、(3)目的に合う内容、(4)理解されるような記述、(5)とくに科学に関する場合は、内容が正しく、自己宣伝臭のないことなどである。

本書は地震国に住む一般の人を対象に、地震を防災上必要と思われる現象も十分に含めて平易に書かれている。図や表はあるが数式は一切使っていない。身のまわりのことを比喩に多く使い、著者が序で述べているように興味深くしてある。

地震という名の入った単行本は数えきれないほどあるが、この条件を満たすものはなかなかない。とくに一般を対象とした本では数少ない。60年前に書かれていながら北海道の地震で起きた被害など、十分に警告してある。ここに復刻の意義がある。

下鶴大輔氏が解説を末尾に補足した以外、内容は昭和8年当時のままである。当時は関東大震災の記憶がまだ生々しかった頃で、著者は日本人として最低このくらいの地震および関連する現象に対する知識と理解は持つべきと信じ、あえて筆をとられたに相違ない。面倒な理屈の説明を好まない人のために、いくつかの章には、飛ばして読んでもよいように*印がつけてあることなど、読者の立場に立った苦心の跡が伺える。

内容には当時の最新の知見が盛り込まれているが、まだ説明されていないことは「まだよくわからない」と正しく述べられている。その後、説明されたことも勿論多くある。プレートテクトニクスなどは最大のものである。驚くべきことには、すでに本書の中にプレートの存在を示唆する記述や、将来、津波警報が必要なことも述べられている。また当時は軽々に地震予知を口にする

ことは憚られる空気が学界にはあったように聞いているが、本書の随所に地震予知努力への情熱が地震災害軽減と同様に窺えることである。とくに最後の1章を割いて、地震予知について述べている。とくに引用すると「要はもっと直接に地震はどうして起るものか、その原因次第では、勃発の前にこうした現象がなくてはならぬと調べた上、その現象をいつも絶えず観測していて大地震の起ることを予知すべきなのである」。私はこれを全く正しいと思う。60年前によくこれだけの洞察ができたと思う。頭の下がる想いがする。地震予知の名の下に研究が始められてから相当の時間と費用も投ぜられた。しかし、まだ注目すべき成果は得られていない。したがって、無駄に近いという意見もあるようである。私はこれには賛成いたしかねる。地震現象のもつ時間的尺度からして、コンピューター技術開発のように早くいかないのは当たり前である。大地震の発生は未来永劫になくなる。何世紀にもまたがる努力が必要であるし、その価値はますます深まると信じている。

今回復刊された『地震』の帯には「60年後の今も新鮮な科学」とある。まさにその通り。本誌が書評に取り上げるのは当然であるが、『読売新聞』が本年6月25日の「百葉箱」というコラムで「時代を超えて地震学入門書」として、すでに取り上げている。それによれば、出版社の担当者が古本屋で見つけ「行ける」と直感、復刊が実現したのだそうである。

〈中央公論社、1993年2月、中公文庫、236頁、5800円〉

〔すえひろ しげじ 元気象庁長官・気象協会顧問〕

●最新の情報を色彩豊かな表現で提供

安藤雅孝・吉井敏剋 編
理科年表読本 地 震

石田瑞穂

今年1993年に入ってから、日本列島ではすでに2回大地震に見舞われている。1月15日釧路沖で発生したマグニチュード7.8の地震(釧路沖地震)と、7月12

日奥尻島の西で発生した同じくマグニチュード7.8の地震（北海道南西沖地震）である。この2個の地震は、北海道地域に大きな被害をもたらした。とくに、北海道南西沖地震では震源が浅かったために、津波が発生し多くの人命が失われた。こうした地震についての情報は、最近では被害に関するものだけでなく、その発生メカニズムについてまで、テレビのニュースで報道されるようになってきた。どのような地下構造と関連した地震なのか、どのような力が加わった結果発生した地震なのかなどが易しく図解されると、皆にわかになり地震通となり、地震を身近に感じるようになったのではなかろうか。本書は、おそらくこうした地震そのものや地震の発生メカニズムに興味を持ち始めた人達を対象に編集されたものと思われる。1980年に『理科年表』と読者との橋渡しを目的として『地震と火山』と題された、宇佐美龍夫・木村俊雄による『理科年表読本』が編集されているが、その最新版ということであろう。本書の特徴は、“はじめに”にも書かれているように、コンピュータグラフィックスを用いた図やカラー写真で代表される、最新の情報と色彩感豊かな表示方法であろう。

本書は5章に分けられている。第1章・地震と被害では、1984年長野県西部地震による崖崩れや1985年メキシコ地震による紡績工場の崩壊の写真を始めとして、最

近の大地震による種々の被害状況が写真で示され、その模様が説明されている。さらに、歴史地震・津波地震にまで解説は及び、コンピュータグラフィックスで示された、チリ地震による津波が太平洋を渡って日本にまで達する様子は、見事である。第2章・地震の観測では、古くからの様々な地震観測方法と観測された地震波形に加え、地震の観測から最近求められた地球内部構造がカラーで示されている。第3章・地震と断層では、1990年のフィリピン地震で地表に現れた地震断層から、遺跡に残された地震の跡まで写真で示されるだけでなく、地震時の断層面上での破壊について、最近の研究成果が述べられている。第4章・プレートテクトニクスと地震では、コンピュータグラフィックスによる図をふんだんに用いて、プレートテクトニクスと地震発生との関係を解き明かしている。地球上の震源の分布は、実体視できる工夫がなされている。第5章・地震予知と地震防災では、地震の観測体制や耐震設計について、国の方針が簡潔にまとめられている。

本書は、現在活躍中の研究者によりまとめられただけあり、B6判全94頁の小冊子ながら極めて豊富な最新情報にあふれ、一般の読者にだけでなく専門家にも十分魅力あるものではあるが、残念ながら記述に少々難解さが残っている。また、第1章と5章に構造物の耐震に関する記述が重複しているように、複数の著者によるためであろうが、全体の流れに一貫性を欠く部分もある。新趣向である実体視写真や図は、何時間もの努力にも拘らず、書評子はくやしいながらついに成功をみなかった。皆さんはいかがでしょう？

〈丸善、1993年3月、B6判、94頁、1236円〉

【いしだ みずほ 防災科学技術研究所地圏地球科学技術
研究部地震活動研究室長】

●東海地震に関する各研究の現状を伝える

土 隆一 編

今だから知りたい 東海地震

加藤照之

いわゆる駿河湾地震説が世に出、大騒ぎとなった昭和51年頃に比べ、最近東海地震への関心が（とくに研究者の間で）薄れつつあると聞く。学会などでも東海地震に関する研究発表は少なくなりつつあるようである。しかしながら、この地震のもつ地震予知研究、防災研究に

東京大学出版会・刊行案内

サイレント・アースクェイク

地球内部からのメッセージ

川崎一朗 島村英紀 浅田 敏 著

地球は地震波をはじめ、さまざまな信号を深部から我々に送り続けているが、まだ我々の捕らえきっていない信号もある。本書は、超長周期の信号や海底地震観測で得られる信号を中心にサイレント/スロー・アースクェイクという視点から現代の地震学を見直し、地球の生き生きした姿を浮き彫りにする。

- 1章 日本人の独創性
- 2章 微小地震の観測がはじまりだった
- 3章 断層すぐそばの激しい地震動
- 4章 巨大地震のつじつまが合わない
- 5章 サイレント/スロー・アースクェイク
- 6章 地震波とマントル対流
- 7章 見えない地球中心核
- 8章 海底地震観測が決め手
- 9章 世界をめぐる海底地震観測
- 10章 地震振動とエネルギー収支

〈四六判 254頁 定価：2884円〉

東京大学出版会 東京都文京区本郷7-3-1
電話 03-3811-8814

対する意義は薄れていない。だからこそ、このようなタイトルの著書が出されたのであろう。

本書は、編者を中心とする「東海地震防災研究会」が10年近く主催してきた「東海地震防災シンポジウム」のうち、最近の3年間の活動をまとめたものである。この研究会は静岡県という予想される地震の震源の間近の地元自治体と静岡大学が共同して東海地震をまさに身近なものとして捉え、東海地震とは何か、そしてその災害防止は どうしたらよいか、を考えてきた会である。最近3年間は、とくに津波、地盤災害、地震と防災の研究の進歩の3つをとりあげてきた。したがって、本書はこの3つについての章からなっている。各章をそれぞれ10名近い著者が分担し、上記のそれぞれについてさまざまな角度から東海地震を論じている。読者として一般社会人・学生あるいは防災関係者を想定していると思われる、たいへん平易に、専門家でなくても容易に読み進めるようになっている。東海地震に専門的に関わっている研究者でも、自身の専門外の研究分野がどのような現状であるのかを知るのにも好適な本といえよう。

最近この東海地方では掛川—御前崎間で水準測量に平常と異なる変動、すなわち、半島先端の沈降停止という現象がみつきり、一部で議論を引き起こしている。本書でも第3章の一節で「東海地方の最近の地殻変動」と題して多田堯によってこの問題が論じられている。これまで掛川—御前崎はきわめて定常的な御前崎側の沈降が続き、これはフィリピン海プレートが本州側に対して潜り込んでいるのに引きづられているためと理解されてきた。この引きずり込みが限界に達したところで本州側が弾性反発するのが東海地震であるとされる。この立場からす

ると、最近の御前崎の沈降停止はプレート上盤側（御前崎）が、弾性限界に近づいて沈降が停止したというモデルで説明される。もちろん、他にも可能性が考えられるが、このモデルが正しいとすると東海地震の前兆とも考えられ、大いに注意を喚起しておく必要がある。東海地方だけでなく、すべての人々がここに提示されているモデルについて基礎的理解を得ておくことは、地震・防災を考える上で重要と思われる。本書には、このほかにも様々な最新の情報が織り込まれているが、こうした新鮮な情報や最先端の研究内容は数年のうちにその意義や意味内容が進化し、変化することが多いので、そのとき再び本書の続編を世に問うてほしいと思う。それまでに東海地震が発生しないことを切に祈る。

〈静岡新聞社、1993年5月、A5判、183頁、2000円〉

〔かとう てるゆき 東京大学地震研究所助教授〕

●研究者の頭の整理

笠原順三・友田好文 著

コンピュータ地球科学

斎藤正徳

地球物理学の歴史は、逆問題（inverse problem）の歴史と見ることもできる。われわれが観測する重力や地震波の走時などは、それ自身が必要であることはもちろんであるが、これらの情報を用いて地球の中の状態やその変化を知ることが観測の本来の目的である。著者たちの言い方を借りれば、地球というシステムにある入力が入り、その出力が観測値であるということになる。観測値からシステム、すなわち地球の特性ならびにそれへの入力（たとえば震源のメカニズム）を知ることが地球物理学の目的である。

このような逆問題の解法（インバージョン）の中で最も簡単な方法がフーリエ解析を用いる方法である。フーリエ解析の理論はフランス革命時代に作られたものであるから歴史は古いが、これを実際の問題に適用するためには計算技術の発達が不可欠であった。評者も学生の頃、著者の一人から筆算とそろばんで12個のデータのフーリエ解析の計算法の手ほどきを受けた一人である。大学院に入って手回し計算機が自由に使えるようになったときの感激は忘れられない。したがってもう一面では、地球物理学の歴史はコンピュータの歴史と見ることもできる。実際、現在のスーパー・コンピュータの前身である

ご案内

地震ジャーナル 15号

エッセイ 地震と赤十字の救援活動	近衛忠輝
神奈川県西部地震は果して起こるか	萩原幸男
めずらしい地震——釧路沖地震	岡田 廣
空白域に地震は起こるか	大竹政和
地震予知：経験論か？ 決定論か？	岡田義光
パークフィールドの地震予知	浜田和郎
地震波の到来を待つ	神沼克伊
紹介 大事業所の防災計画と警戒宣言に伴う応急処置	岩田孝仁
	三浦布美子
聞き書 芝居と地震	青木治三
地震予知連絡会情報	

記

- ◇ ご講読料 [実費：郵送料共] 1500円
- ◇ お申込先 東京都千代田区神田美戸代町3番地
財団法人 地震予知総合研究振興会
[本誌綴込の振替用紙をご利用下さい]

財団法人 地震予知総合研究振興会

アレイ・プロセッサの開発は、石油資源の探査が大きな要因になっている。

この本は地球物理学における逆問題を縦糸とし、この問題を解くための道具としてのコンピュータを横糸として書かれている。双方とも議論し始めればきりがない問題であるが、この本ではそのような完全さを求めている。第1章の「コンピュータ利用の初歩と結果の表示」と、最終章の第6章「トモグラフィ法による映像化」を額縁にたとえれば、その枠の中でできるだけ多くの実際的に役に立つ情報を詰め込んでいる。

たとえば大学などの研究者はほとんどがUNIXをOSとしたワークステーションを利用しており、同時に国際的なネットワークに加入している。UNIXの主なコマンドの例、電子メールを送る方法などは初心者にとっては有用であろう。ついではあるが、著者の一人の電子メールのアドレスが書いてあるから、本書に関する質問を電子メールで送ることもできる。このような初歩的な問題とは反対に、最後の章ではトモグラフィに関してかなり高級な問題までが扱われている。これは著者の一人が「物理探査の世界に紛れ込んだ」（はしがき）一つの有用な相互作用の（今の流行言葉で言えば学際的）成果であろう。

これらの中間にはもちろんフーリエ解析やフィルターの章等があり、線型系の入出力の関係、コンボリューション、ウィンドウ等の話題が例題をまじえて分かりやすく解説されている。5章ではインバージョン法について述べられており、最小2乗法から一般逆行列までが取り上げられている。

全体としてみると、逆問題と地球科学におけるコンピュータ利用について非常に幅広く、またバランスのとれた本で研究者にとっては頭の整理になるものである。しかし学生にとってもそうであるとは限らない。初版であることから単純な誤植が多いことはさておいても、記述が前後していること、数式などに引数の意味が右辺と左辺で違っているなど、見る人が見れば分かる誤りが数多くある。したがって先に述べたことは矛盾するが、多くの初心者がこの本を読むときにはこの分野をある程度知っている指導者が必要であろう。

〈東京大学出版会、1993年5月、A5判、239頁、3708円〉

【さいとう まさのり 東京工業大学理学部教授】

日本の地殻水平歪 国土地理院編 （助）地震予知総合研究振興会発行

1883～1985年の日本全土の精密計測地網測量一次基準点測量結果を整理して完成した地殻水平歪のデータの集大成。
【実費頒布：含送料 20,000円】

●非線形物理学と地球科学現象

DONALD L. TURCOTTE 著

FRACTALS and CHAOS in GEOLOGY and GEOPHYSICS

平田隆幸

フラクタル・カオスは、非線形物理学の最近のめざましい発展を理解する上での重要な key words である。パターン形成や複雑な挙動を示す時系列に代表されるような非線形現象は、古くから豊潤な研究テーマであることが知られていたが、その非線形性による解析的なアプローチの困難さゆえに手つかずの研究テーマであった。しかし、近年の多体系・統計力学を含めた固体物理学、流体力学、数値シミュレーションを含めた非線形力学系に関する数学的研究成果は、非線形現象を研究する上での羅針盤ともなるフラクタル・カオスに代表される新しい概念を生み出した。

さて、我々が研究対象である地球科学の現象は、そのほとんどが非線形現象である。この本は、地球科学現象に表れるフラクタルとカオスを取り扱っており、出るべくして出た本といえる。17章から構成されるこの本は、一応各章が独立しており、個別に好きな章から読み進めることができる。1章2章は、フラクタル（自己相似と言う概念）の簡潔な解説であり、3～6章は、地震、鉱床の縞模様などへの応用、7章は、自己相似フラクタルを含むより応用範囲の広い自己アフィンフラクタル（アフィン変換すると自己相似フラクタルになる）に費やされている。数年前までは、第1次近似として自己相似フラクタルとして取り扱ってきたものが、本当は自己アフィンフラクタルとして取り扱う方がより正しい描像であることが知られてきている。著者は抜け目なく自己アフィンフラクタルについても言及している。

9章以降は、カオスの話題である。常微分方程式によって記述された力学系の解説から1次元マップをつかった離散力学系を例にしたカオスへの導入は、分かりやすい。これらの例は、パソコンをつかって簡単にプログラムできるので自分自身で追体験をしながら読むと良いだろう。11～14章は、地震の低次元非線形モデル、ローレンツモデルを例にした対流、力武ダイナモなど低次元カオスモデルによった理解できる地球物理現象について触れている。また、15章16章で、Self-organized criticality, renormalization group 等も取り扱ってある。

この本は、カオスやフラクタルに関する基礎知識が無くても理解できるようになっている。そして、この本のもっとも大きな特徴は、地球科学系の研究雑誌に掲載されたフラクタルやカオスに関連した研究論文を基にして書かれてあると言うところにある。フラクタルやカオスが地球科学者に充分認識されているとは言いがたい状況で、如何に多くの地球科学の現象に応用できるかをみるのは楽しいことだ。

この本の使い方としては、2通りある。1つは、カオスやフラクタルなど非線形物理学のバックグラウンドがある人が、地球科学の研究分野でフラクタルやカオスがどのように応用されているかを簡単に知るために利用するという使い方。もう一つの使い方は、地球科学が専門であり、これから非線形物理の勉強もしてみたいという人が、ワークブックとして利用するのに良いだろう。各章末には問題がついているので、練習問題集として利用するのである。研究者が自分の手を動かしながら理解していけるようになっていく。

この本は、compactにまとまっており便利な良い本ではあるが、気になる点も多い。題に in geology and geophysics とある割には、地球物理に偏っている。地質学や地球物理学を含めた地球科学と、カオス・フラクタルの関わりはもっと深い。例えば、地質学会会場で、販売されたりして、地質学者にとっては馴染み深い dendrite などは、フラクタル (DLA モデル) の代表的な例であるが、この本ではまったく触れられていない。結晶成長、石油採掘のために研究が進んだとも言える viscous fingering などもっと多くの地球科学と関係が深いきれいなフラクタルパターン形成に関しても触れてほしかったと思うのは欲張りだろうか。

また、self-organized criticality など多彩な内容を取扱おうとしているため、それぞれの内容に対しては、素人にも分かりやすいさわり部分だけしか取り扱っていない。もう一步踏み込んで勉強したいと思う方には、もの足りなく不満がたまるのではないかと思う。逆に言えば、取っ掛かりやすい本であり、この本から、非線形物理学とその豊かな宝庫である地球科学現象への興味が深まればと期待している。

<Cambridge U.P., 221 頁, \$27.95>

[ひらた たかゆき 筑波大学物理工学系講師]

●新刊紹介

浜野洋三 著

地球の真ん中で考える

岩波書店、地球を丸ごと考えるシリーズ、1993年6月発行、B6判、134頁、1300円。

現在はプレートテクトニクスに代わる新しい地球観が生まれる前夜であるとの視点に立って、地球の内部でな

に起こっているか、プレートはなぜ動くのか、気候変動はなぜ起こるのか、地球の磁場はなぜ逆転するのかなどを考える、地球全体を一つのシステムとする見方の、一般教養向け解説書。

金折裕司 著

甦る断層——テクトニクスと地震の予知

近未来社、1993年7月発行、A5判、222頁、3000円。

断層の調査から、地震予知まで、著者の考え方をまとめた、専門書にかなり近い一般向けの書。1章：日本列島を見る、2章：断層は語る、3章：石英粒は語る、4章：歴史地震を探る、5章：地震予知に迫る、の5章から成っている。

小堀鐸二 著

制震構造——理論と実際

鹿島出版会、1993年9月発行、B5判、216頁、7416円。

耐震構造からの新しい展開として、制震構造を提唱する著者の、最近の構造物具体例や制震効果の実例をも含めた教科書。1章：序論、2章：耐震構造から制震構造への展開、3章：能動的制震構造の理論、4章：能動的制震技術の応用例、5章：受動的制震技術の応用例、6章：制震構造の課題と展望、付録（地震および強風に対する制御効果実例）より成っている。

ご 案 内

地殻変動観測施設要覧の完成

- 内 容 北海道大学・東北大学・東京大学・名古屋大学・京都大学など国立11大学と気象庁・防災科学技術研究所・国土地理院など7つの公的機関を合わせて18機関が現在設置している地殻変動観測施設（観測所、観測点観測線などを含む）は、全国で211個所に及んでいる。この要覧は、これら地殻変動観測施設について、第1部では各観測施設の位置を示す地理的情報、第2部では地殻の歪みの蓄積や、地盤の隆起・沈降・伸縮・傾斜変化などを測る計器に関する情報を中心に記述している。
- 体 裁 A4判 491頁 並製本
- 価 格 実費頒布 9000円（送料を含む）
- 申込先 ☎101 東京都千代田区神田美土代町3
財団法人 地震予知総合研究振興会
『地殻変動観測施設要覧』担当
問合せ先 ●電話：03-3295-1966
FAX：03-3295-1996
担当者：事務局松本または茅野

財団法人 地震予知総合研究振興会

ADEP情報

『全国験潮場一覧』の作成

平成4年度、当振興会では、建設省国土地理院から『地殻変動観測施設要覧』の作成を委託されたが、すでに完成品をご覧頂けた方も多と思う。平成5年度には、引き続き、『全国験潮場一覧』の作成を当振興会で受託することになった。

験潮場は、陸上の基準点に対する海面の高さの変化を記録する施設である。海面の高さは、太陽や月の引力によって周期的に変動し、気圧、風など気象の原因によっても変動している。しかし、1日、1ヵ月、1年といった期間をとって平均するとそれぞれかなり一定の平均値に収斂する。勿論縄文時代には今より数メ

ートルも海面が高かったといわれているように、非常に長期にみると変化があるが、われわれの社会生活の時間尺度からは、10年程度の平均値をとればほぼ一定であり、地図の高さの基準として用いられる。また海岸工事の基準や、離島の高さの基準としても、験潮観測から求めた平均水面が用いられる。

また、1ヵ月程度の平均潮位は、気圧や、水温の影響を受けているが、近い距離で隣接する2地点では、その影響が比較的似ていることから、2点間の差をとることによって、陸地の傾斜変動を検出できる。これは地震予知の重要な1項目として、たとえば御前崎の地殻変動の観測などにも成果をあげている。

一方、平均潮位だけでなく、時々刻々の観測値もまた有効に使われている。よく秋の大潮時に問題となる、異常潮位や、台風などによる高潮の実態も、験潮場の記録によって明らかにされている。

1993年北海道南西沖地震によって一躍関心の的になった津波も、この験潮場によって観測される。ただ、この場合は津波の周期が短いと実際の潮位より低い値を示すことがあるので注意を要する。

このように験潮場は多くの目的を効果的に果たしているが、それを設置し、管理する機関によって主目的は異なり、使用機器も多少の差がある。このような観測データを利用して貰う立場からは、どこに、どのような験潮場があるか知っておくことがぜひ必要である。海岸昇降検知センター（事務局：国土地理院）では、地震予知研究事業として全国の験潮場の月平均潮位を集計、発表しているが、また、一般公共事業の面にも貢献することを期待して、『全国験潮場一覧』を、昭和43年、52年および平成元年に発行し、関係者に利便を提供している。

今回その改定版が発行されることになったわけであるが、当振興会では、全国の験潮場管理機関に調査のご協力をお願いすることになり、まず調査表を作成した。これには、気象庁の検潮実務に詳しい岡田正実氏、津波記録としての利用者の立場から羽鳥徳太郎氏のお二人にご意見をうかがいながら、国土地理院地殻調査部と当振興会の関係者が当たった。

この「一覧」は、平成6年3月をめどに作成されるが、前3回発行されたものに、かなり改善を加えたものになる予定である。 [A]

編集後記

ニカラグア、インドネシアと地震・津波が報ぜられ、海外の特徴ある地震で、これは是非にと原稿をお願いしているうちに、北海道南西沖の大地震に不意をつかれた。すでに予定の原稿も多く、雑誌の編集もなかなか意にまかせないものである。

今号は、地震予知の主流とはなり得ていない、2つの手法、パターン認識による予知および電磁放射観測による予知がとりあげられた。前者は統計的手法であるから、従来も種々試みられており、今後もまた新しい試みもなされるのだろう。

しかし、後者は現象としても、考え方としても、まだ大多数の人を納得させるに至っていない。芳野先生は、観測事実から、その発生機構まで力をいれて、解説して下さった。いくつかの電磁氣的観測による予知手法が、いままでも報ぜられているが、読者のみなさんはこれをどう評価されるのだろうか。

予知といえば似非予知は、力武先生の記事によれば、地震動が起こらないのに、実害が生じる。本当の地震動の災害を防ぐ、東京都と日立製作所の防災計画は、活用して頂きたい資料である。 [A]

地震ジャーナル 第16号

平成5年12月20日 発行

発行所 東京都千代田区神田美土代町3

☎ 03-3295-1966

財団法人

地震予知総合研究振興会

発行人 萩原尊禮

編集人 力武常次

本誌に掲載の論説・記事の一部を引用される場合には、必ず出典を明記して下さい。また、長文にわたり引用される場合は、事前に当編集部へご連絡下さい。

●印刷・製本/理想社 ●装丁/鈴木 堯